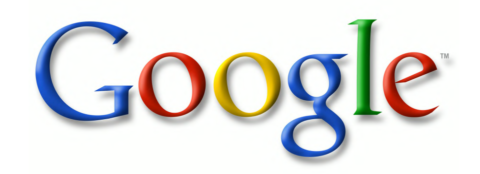
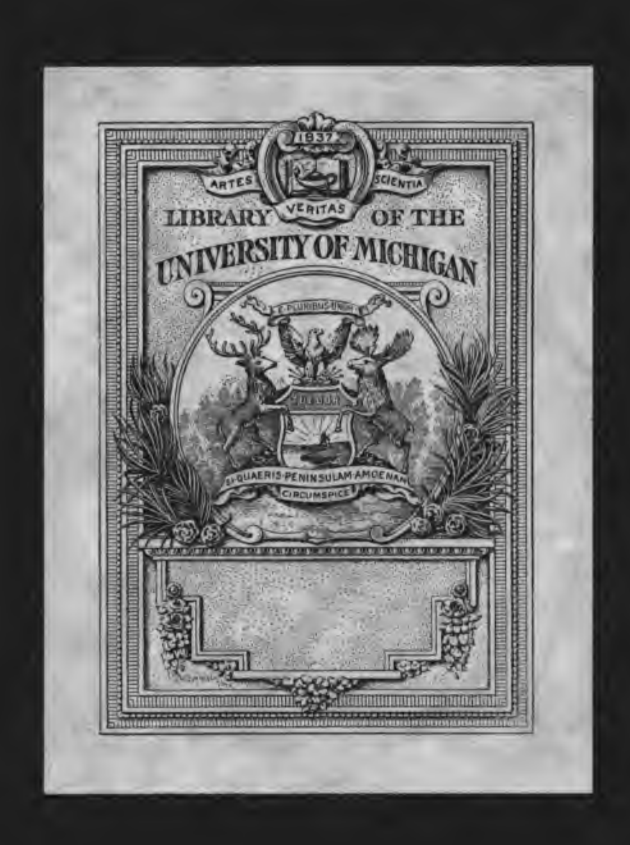




GRUBENMANN

DIE KRISTALLINEN SCHIEFER I


1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE





DIE

KRISTALLINEN SCHIEFER

VON

DR. U. GRUBENMANN

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE
AM EIDGENÖSSISCHEN POLYTECHNIKUM UND AN DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

I

ALLGEMEINER TEIL

MIT 7 TEXTFIGUREN UND 2 TAFELN

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER
SW 11 DESSAUERSTRASSE 29
1904

Buchdruckerei des Waisenhauses in Halle a. S.

VORWORT.

Die nachfolgenden Erörterungen über die kristallinen Schiefer sind die zusammenfassende Wiedergabe von Vorlesungen, die vom Unterzeichneten an den beiden züricherischen Hochschulen gehalten worden sind. Sie sind die Frucht vieljähriger Beschäftigung mit diesem Gegenstand, besonders auch der gemeinsamen Arbeit mit meinen beiden Freunden und Kollegen F. Becke und F. Berwerth von der Universität Wien, veranlaßt durch die von der dortigen kaiserlichen Akademie der Wissenschaften angeregte und subventionierte petrographische Untersuchung der kristallinen Gesteine der Zentralkette der Ostalpen. Viele der hier niedergelegten Anschauungen und Vorschläge sind das Ergebnis unseres intensiven gegenseitigen Ideenaustausches und eingehender Diskussionen, so daß es meist ganz unmöglich ist, anzugeben, was jedem Einzelnen von uns an Urheberrechten zukommt. Daß mein lieber Freund Becke mit seinem reichen Wissen und seiner großen praktischen Erfahrung dabei in hervorragender Weise allseitig fördernd mitgewirkt hat, dies hier auszusprechen, ist für mich eine Pflicht herzlichster Dankbarkeit.

Die Arbeit soll ein Versuch sein, die Bildung und die charakteristischen Eigentümlichkeiten der kristallinen Schiefer, sowie ihr Auftreten innerhalb der Erdrinde nach physikalisch-chemischen Prinzipien zu erklären. Der Verfasser ist sich dabei wohl bewußt, manches übersehen zu haben und nach verschiedenen Richtungen noch Unfertiges und Unvollkommenes zu bieten. Wenn dessen ungeachtet jetzt schon eine Veröffentlichung gewagt wurde, so geschah dies deshalb, weil ein Hauptzweck der Arbeit dahingeht, mitzuhelfen, die am internationalen Geologenkongreß in Wien

mehrfach behandelte Frage der Bildung der kristallinen Schiefer wissenschaftlich in Fluß zu bringen. Dies wiederum soll für einen in Aussicht genommenen II. Teil fruchtbringend werden, in welchem versucht werden wird, auf die im I. Teile gewonnenen Prinzipien eine Systematik dieser Gesteinsgruppe aufzubauen.

Ein Teil der Originale für die beigegebenen Mikrophotogramme wurde von meinem Assistenten O. Fischer hergestellt, wofür ich ihm hier meinen besten Dank ausspreche; auch meinem Verleger sei an dieser Stelle für sein überaus freundliches Entgegenkommen aufrichtigst gedankt.

Zürich, Mitte Juni 1904.

U. Grubenmann.

INHALTSVERZEICHNIS.

Jede der Naturwissenschaften, wenn sie einen gewissen Grad der Entwicklung erreicht hat, sucht ihre Definitionen auf genetischer Grundlage zu bilden. Dies ist der modernen Petrographie für die großen Abteilungen der Sedimente und der Erstarrungsgesteine wenigstens in Bezug auf ihre allgemeine Bildungsweise bereits gelungen, wenn auch in beiden Gruppen noch manche wichtige Frage offen steht, so für die Sedimente die Entstehung von Dolomit und Kalk, für die Erstarrungsgesteine die Bedingungen ihrer Differentiationen. Welche Annäherung an jenes Ziel für die kristallinen Schiefer erreicht wurde, soll im Verlaufe der nachfolgenden Erörterungen gezeigt werden. Darum kann hier der Begriff „kristalline Schiefer" vorläufig nur kurz beschreibend, durch eine Darlegung ihrer wesentlichen Merkmale, gegeben werden.

Das geologische Kriterium für die kristallinen Schiefer ist ihre Ubiquität, das heißt sie unterteufen überall, wo bis jetzt Beobachtungen möglich waren, die ältesten fossilführenden Schichten; daher die Bezeichnungen „Urgebirge", „Grundgebirge". Allein sie treten auch innerhalb der sedimentären Schichten oft und reichlich auf. Mit den Sedimenten haben sie, jedoch nicht ohne zahlreiche Ausnahmen, Schichtung und Paralleltextur gemeinsam, mit den Erstarrungsgesteinen den kristallinen Mineralbestand. Ihr Chemismus ist teils der der einen, teils der der anderen Gesteinsklasse. Darum ist in neuester Zeit mehrfach der Versuch gemacht worden, die kristallinen Schiefer ihrer Selbständigkeit zu berauben und sie unter die beiden anderen Gesteinsklassen einzureihen (Walther, Credner, Klockmann). Allein wir werden auch bei ihnen gesetzmäßige Mineralassoziationen, gesetzmäßige Strukturen und Texturen erkennen, welche als die Resultate eines eigentümlichen geologischen Vorganges erscheinen und aus dem Spiel bestimmter Kräfte hervorgehen, die denen, welche bei der Entstehung der beiden anderen Ge-

steinsklassen wirken, vollkommen gleichwertig sind. Darum kann nicht scharf genug betont werden, daß die Gruppe der kristallinen Schiefer gleichberechtigt neben den Sedimenten und Erstarrungsgesteinen steht.

In der Entwicklungsgeschichte der Ideen über die kristallinen Schiefer machen sich zwei Richtungen bemerklich, je nachdem mehr das Unterscheidende oder mehr das mit den anderen Gesteinsklassen Gemeinsame in Betracht gezogen wurde. Ihre Allverbreitung und ihre Lagerung unter den Sedimenten ließ sie als Terrains-primitifs erscheinen, als Felsarten, die in der Form, in welcher wir sie heute sehen, auch entstanden sind und zwar infolge von Ursachen, welche in gleicher Weise jetzt nicht mehr auf der Erde wirken. Das Übereinstimmende mit den anderen Gesteinsgruppen führte zur Idee des Metamorphismus. In beide Anschauungsweisen spielt naturgemäß der Kampf der Neptunisten und Plutonisten stark hinein. Auch die Metamorphiker suchten anfänglich außer unserer Beobachtungssphäre liegende Ursachen. Erst als durch Hutton und besonders durch Lyell das Prinzip der „actual causes" Geltung gewann, war der Boden für eine wissenschaftliche Entwicklung des Metamorphismus gefunden. Es muß übrigens betont werden, daß kaum ein Gedanke, der heute die Entstehung der kristallinen Schiefer aufklären soll, nicht schon früher ausgesprochen wurde; aber wie stets in den naturwissenschaftlichen Disziplinen, tauchten die Ideen zuerst in phantastischen, man möchte fast sagen mythologischen Formen auf, oder verschwommen, ohne scharfe Abgrenzung und ohne die mathematische Bestimmtheit, die sie erst zu wissenschaftlichen Prinzipien erheben kann. Als Beispiel dafür mag vorgreifend nur an die phantastische Vorstellung von der Wärmewirkung auf die Gesteinsmetamorphose durch Huttons Zentralfeuer und an die scharfe und klare Anwendung von van't Hoffs Wärmetönungsgesetz (p. 14, Anm. 1) erinnert werden. Im folgenden soll ein kurzer Überblick über die historische Entwicklung der Ideen über die kristallinen Schiefer zu geben versucht werden. Er macht keinen Anspruch auf Vollständigkeit, sondern soll vielmehr nur an einigen Beispielen zeigen, wie die leitenden Gedanken auftraten und mannigfache Formen annahmen; darum wird auch selbstverständlich von einem chronologischen Vorgehen abgesehen.

Die Vorstellung, daß die kristallinen Schiefer uns noch jetzt in der Form vorliegen, in der sie ursprünglich entstanden, dürfte wohl nur noch historisches Interesse beanspruchen, wenn schon auch noch Roth sich dieser Auffassung zuneigte. Der Vater der Neptunisten, Werner, hielt die kristallinen Schiefer für primäre Absätze aus dem heißen Urmeere, das alle dazu nötigen Substanzen gelöst enthielt. Im Gegensatz zu ihm glaubten Naumann, Roth und Scheerer, in den kristallinen Schiefern des Grundgebirges, besonders in den tiefsten Gneißen, die erste Erstarrungsrinde der Erde sehen zu müssen. Scheerer, der seine Studien an den steil aufgerichteten, meilenweit gleichmäßig nordsüd streichenden Gneißen Skandinaviens gemacht hatte, erklärte dieses Phänomen durch die während der Erstarrung richtende Wirkung elektromagnetischer Ströme, während Roth und Naumann in der Paralleltextur der kristallinen Schiefer keine gegen ihre pyrogene Entstehung sprechende Erscheinung sahen, weil auch Massengesteine häufig parallele und lagenweise Anordnung ihrer Gemengteile zeigen. Dieser Gedanke taucht in eingeschränkter Form heute bei Geikie wieder auf, der dafür hält, daß die Lagentextur der alten Gneiße Schottlands schon in dem ihnen zugrunde liegenden Erstarrungsgestein vorhanden war und durch die Metamorphose nicht verwischt wurde. Auch die Ansicht, daß in den ältesten Gneißen die freilich stark umgewandelte erste Erstarrungskruste vorliege, ist wohl nie ganz erloschen und erscheint in der jüngsten Zeit bei Sederholm für die tiefsten Teile des finnländischen und bei van Hise für die untersten Glieder des nordamerikanischen Grundgebirges wieder.

Breislack (1818), Poulett Scrope (1825) und Fournet (1853) sehen in den kristallinen Schiefern die erste Erstarrungskruste, die aber eine Metamorphose erlitt; nach Breislack entwichen noch im erstarrenden Gesteine Gase nach den Ebenen geringsten Zusammenhangs und brachten so die Schieferung hervor. Fournet läßt als erste Schlacke auf der erstarrenden Erdoberfläche Glimmerschiefer entstehen, „composé impur et rébelle de l'ensemble des éléments repoussés de l'intérieur à l'extérieur du globe". Unter der Glimmerschieferdecke entwickelte sich ruhig der Granit; durch Injektionen von ihm aus nach oben entstand der alte Gneiß. Der Gedanke von der Metamorphose der kristallinen Schiefer ist übrigens älter als die drei zuletzt genannten

Geologen. Er stammt von dem Schottländer Hutton (1785), der auch den Druck und die innere Erdwärme als umwandelnde Kräfte einführte, letztere freilich in der phantastischen Form des Zentralfeuers. In teleologischen Ideen befangen, folgerte er aus ihnen mit scholastischer Starrheit manche sonderbare, fast unnatürliche Vorstellungen. Doch hat sein genialer Geist schon das Prinzip des Aktualismus implicite in seine Theorien niedergelegt; denn für ihn ist „nur ein Geschehen nach jetzt noch wirkenden Ursachen dem menschlichen Geiste erkennbar". Die kristallinen Schiefer sind nach Hutton Sedimente, die auf dem Meeresboden durch das Zentralfeuer und den Druck zum Teil geschmolzen, umgewandelt und durch vulkanische Kräfte wieder gehoben wurden, um dann von neuem den Kreislauf zu beginnen, der die Erde befähigt, als Wohnplatz für Menschen und Tiere zu dienen.[1] Auch für Hitchcock (1833) und Bischof sind die kristallinen Schiefer Sedimente und zwar der Detritus der ersten Erstarrungskruste; bei ersterem wurden sie durch hohe Temperatur erweicht und kristallierten, ohne die Schichtung zu verlieren; bei letzterem kristallierten sie mit Hilfe von Wasser um, das ihnen auch neue Bestandteile zuführte; ganz nach der Art der Pseudomorphosen. „Aus einem Kalkstein kann so ein Granit oder Gneiß entstehen." Der echte Nachfolger Huttons ist Lyell; von ihm wird das Aktualitätsprinzip klar und scharf ausgesprochen. Das unterirdische Zentralfeuer wird zur inneren Erdwärme, die mit der Tiefe zunimmt. Sie metamorphosiert im Verein mit dem Drucke darüberliegender Sedimente Sandstein zu Gneiß und Glimmerschiefer, Schieferton stufenweise zu Tonschiefer und Hornblendeschiefer. Lyell ist also der Schöpfer des Regional-Metamorphismus. Der Gedanke einer Metamorphose durch Injektion war schon bei Fournet und Breislack aufgetreten. Er wurde von den bedeutendsten Vertretern der französischen Schule, Ami Boué, Daubrée, Elie de Beaumont, Durocher und anderen weiter entwickelt; ihnen schloß sich auch Leopold von Buch und der Nordamerikaner Dana an. Gasausströmungen aus dem Innern der Erde (Boué), heiße Wasserdämpfe und Mineralisatoren von Erup-

---

1) Eine modernere Reminiszenz an Hutton ist Gümbels Diagenese, welche die kristalline Struktur erklärt mit Hilfe der Einwirkung heißen oder überhitzten Wassers während der Sedimentation.

tionszentren (Daubrée), Lösungen von SiO_2 und MgO (Dana) oder von Alkalien (Forchhammer) dringen umwandelnd in die Gesteine ein, oder es entsenden die Eruptionsherde geschmolzene Substanzen, hauptsächlich Feldspat, in Apophysen und in die Schieferungsklüfte der Sedimente (von Buch, Durocher). Letzterer hat den Kontaktmetamorphismus in die Wissenschaft eingeführt. Er beobachtete besonders da metamorphe Gesteine, wo Sedimente und Erstarrungsgesteine aneinander grenzen, und nimmt an, daß durch langandauernde mäßige Erwärmung des Sedimentes durch das Eruptivgestein ohne Erweichung des ersteren molekulare Bewegungen hervorgebracht werden, welche je nach der Intensität stufenweise zur Schieferung, zur Wiederherstellung zertrümmerter Mineralien durch gegenseitige molekulare Attraktion oder zur Bildung neuer Mineralien führt.[1] Aber nicht alle kristallinen Schiefer werden von so mächtigen intrusiven Massen durchdrungen, daß ihre Umwandlung dadurch erklärt werden könnte. Darum nimmt Durocher noch eine vertikal wirkende Metamorphose an, die von einem unterirdischen „Granitbad“ ausgeht, das Stoff und Hitze nach oben in die Sedimente entsendet. „Wahrscheinlich ist der skandinavische Gneiß das älteste Sediment, das aus der dünnen, wenig festen granitischen Erstarrungsrinde entstand;“ dann senkten sich die Gneißschichten in die unterliegende heißflüssige Masse ein, zerbrachen, falteten sich und wurden aufgerichtet, während der Granit sich überall injizierte. Die Injektionstheorie wird auch heute noch von der französischen Schule verfochten, und es ist dieselbe in der jüngsten Zeit allgemein zu größerer, wenn auch nur mehr lokaler Bedeutung gelangt. Nordamerikanische Geologen und der Finnländer Sederholm, ebenso Geikie fanden im Präkambrium große Injektionsgebiete; auch in den Alpen und im Waldviertel mehren sich die Funde, die dafür sprechen, daß sich die Injektionstheorie einen bleibenden Platz in der Gesteinslehre behaupten wird.

Das Studium der kristallinen Schiefer in den älteren und jüngeren Kettengebirgen führte zur Beobachtung, daß auch jüngere Sedimente und etwa mit ihnen verknüpfte Erstarrungsgesteine durch allmähliche Übergänge mit kristallinen Schiefern verbunden

---

1) Neuerdings führt Weinschenk die Entstehung gewisser kristalliner Schiefer auf Piëzo-Kontaktmetamorphose zurück (vgl. p. 46).

sind, und daß diese im allgemeinen ihre vollkommenste Entwicklung da erlangen, wo die stärksten dynamischen Einwirkungen konstatiert werden konnten. So bildete sich der „Dynamo-Metamorphismus“ aus, der in Lossen seinen ersten Vertreter fand. Dieser kam durch das Studium der kristallinen Schiefer des Taunus zu dem Resultate, daß sie aufgerichtete, auf wässerigem Wege umkristallierte Sedimente seien, wobei wohl heiße Quellen mitgewirkt haben können, doch nicht als notwendige Bedingung. Verallgemeinernd möchte er es als Gesetz aussprechen, „daß die meisten kristallinen Schiefer — also nicht die schiefrig entwickelten Massengesteine — teils im Kontakt mit Eruptivgesteinen, teils ohne solchen, immer aber infolge der allgemeinen dynamischen gebirgsbildenden Prozesse auf nassem Wege umkristallisierte Sedimente seien“. Damit waren die Grundlagen gewonnen, auf denen die moderne Gesteinskunde, erweiternd und übergreifend, allerdings auch vielfach einschränkend und modifizierend, ihr Lehrgebäude über die Genesis der kristallinen Schiefer zu errichten versucht.

Die Bildung von Gesteinen durch Sedimentation, sowie das Empordringen glutflüssiger Magmen und deren Erstarrung geschieht heute noch vor unseren Augen oder ist doch eine direkte wissenschaftliche Erfahrungstatsache. Andere Arten einer primären Entstehungsweise von Gesteinen sind nicht bekannt; darum ist es eigentlich einfach eine logische Folgerung aus dem Aktualitätsprinzip, daß die kristallinen Schiefer metamorphe Gesteine sind. Außerdem aber gibt es kaum ein Sediment oder Erstarrungsgestein, das unter den kristallinen Schiefern nicht seine stofflichen Äquivalente besäße, und das Vorhandensein aller Übergänge zwischen diesen und den primären Typen läßt keine Zweifel an deren genetischen Beziehungen bestehen. — Kristalline Schiefer treten in allen Formationsgruppen auf, wenn sie auch erst im Präkambrium die herrschende Gesteinsklasse werden. Sie bildeten sich also zu allen Zeiten. Daß die ältesten Gesteine die ausgeprägteste Metamorphose zeigen und überhaupt in der Regel als kristalline Schiefer auftreten, hat seinen Grund darin, daß wegen ihrer tiefen Lagerung die metamorphosierenden Kräfte im allgemeinen am stärksten und längsten auf sie einwirken konnten und daß sie am öftesten mit in die gebirgsbildenden Prozesse und deren umwandelnde Wirkung hineingezogen wurden; aber auch eine

intensive Faltung kann eine hohe Stufe der Umwandlung veranlassen.

Allein eine stratigraphische Reihe läßt sich für die kristalline Schiefer nicht aufstellen; denn der Wechsel in ihrer Erscheinung ist hauptsächlich bedingt durch einen Wechsel im zugrunde liegenden Material und durch die Art und den Grad der Metamorphose. Dies macht eine stratigraphische Einteilung nach petrographischen Merkmalen unmöglich. Fossilien wurden bisher selten oder, mit wenigen Ausnahmen, doch nur in unbestimmbarer Form gefunden. Lokal ist indessen eine zeitliche Gliederung großer Komplexe kristalliner Schiefer schon mehrfach erfolgreich durchgeführt worden (Schottland, Finnland, Nordamerika) und zwar mit Hilfe von tektonischen Diskordanzen, von „Bodenkonglomeraten"[1] und von Intrusionen, letzteres nach dem Prinzip, daß das Durchbrochene älter ist als das Durchbrechende. Allein selbst die Korrelation von stratigraphischen Gruppen ganz benachbarter Gebiete ist mit großen Unsicherheiten behaftet.

Eine Betrachtung über die allgemeine Entstehungsweise der kristallinen Schiefer hat zu behandeln:

A. den ursprünglichen Stoff und seine spezifischen Merkmale;

B. die Prozesse der Metamorphose;

C. das Produkt derselben in seinen verschiedenartigen Entwicklungsformen.

---

1) D. h. von Konglomeraten, deren Gerölle von den liegenden Gesteinen herstammen.

A. DER URSPRÜNGLICHE STOFF UND SEINE SPEZIFISCHEN MERKMALE.

1. KENNZEICHEN VON URSPRÜNGLICHEN SEDIMENTEN.

Beinahe sämtliche Familien sedimentärer Gesteine finden sich unter den kristallinen Schiefern vertreten; nur die chemischen Präzipitate des Steinsalzes und seiner Abraumsalze fehlen unter ihnen. Genetisch charakterisieren sich die Sedimente zunächst besonders durch ihre Ablagerung in Schichten. Jede einzelne Schicht repräsentiert das Produkt einer ununterbrochenen Sedimentation bei Konstanz der Bedingungen; ein Wechsel der letzteren hat auch entsprechende Änderungen im Ablagerungsprodukt zur Folge und bedingt so das konkordante Alternieren verschiedener Mineralaggregate von oft fast papierdünnen Blättern bis zu mächtigeren Schichten, eine Erscheinung, die sich in den kristallinen Schiefern getreu erhält nnd jedem wohl bekannt ist, der schon vor die Aufgabe gestellt wurde, in Gneiß- und Glimmerschiefergebieten detailliert zu profilieren. — Den besten Beweis für unzweifelhaften sedimentären Ursprung eines Gesteins erblickt man in der Anwesenheit von Fossilien; doch beweist der Mangel an solchen für sich allein noch nichts, da es ausgedehnte sedimentäre Ablagerungen gibt (Breccien, Konglomerate, Arkosen), die gewöhnlich keine Versteinerungen beherbergen; auch können Fossilien durch den Gang der Metamorphose bis zur Unkenntlichkeit entstellt werden. Hingegen hat das Auftreten von Graphit oder graphitähnlichen Substanzen viel von seiner Beweiskraft für sedimentären Ursprung verloren, seit durch Grünling und Weinschenk Graphitlager von eruptiver Herkunft bekannt geworden sind und es der Chemie gelungen ist, bei hohen Hitzegraden Si- und Ca-Karbide zu erstellen.

Übergänge von gewöhnlichen Kalken in Marmore sind unter mannigfachen geologischen Verhältnissen zu unserer Kenntnis gelangt und berechtigen dazu, größere Lager von Marmoren für sedimentären Ursprung in Anspruch zu nehmen, nicht aber auch durchgehends jene kleineren Lagen, Schmitzen oder Adern von kristallinem, kohlensaurem Kalk, die dem Mikroskopiker oft begegnen und in vielen Fällen als bloßes Zersetzungsprodukt Ca-haltiger Silikate von Erstarrungsgesteinen gedeutet werden müssen.

Von den klastischen Sedimenten sind naturgemäß die psephitischen Detritusmassen am ehesten geeignet, Zeugnis für sedimentären Ursprung abzulegen, da deren eckige Kiesbrocken und abgerundete Gerölle durch undenkliche Zeiten hindurch erfolgreich einer Verwandlung zu widerstehen vermögen, also noch erhalten bleiben können, wenn das verbindende Zement bereits in einen kristallinen Schiefer verwandelt worden ist. Der schwedische Geologe Törnebohm (1870) war der erste, der aus der Anwesenheit von Konglomeraten im Urgebirge dessen sedimentären Ursprung erschlossen hat. Ihm folgte 1879 der russische Geologe Inostranzeff in seinen Studien „Über metamorphosierte Gesteine im Gouvernement Olonez“ und 1883 in Norwegen Hans Reusch in seiner epochemachenden Arbeit über die „Fossilführenden Schiefer der Halbinsel Bergen“, die eine ganze Reihe von Lagerstätten metamorphosierter Konglomerate zu näherer Kenntnis brachte. Endlich hat auch Sederholm aus dem südwestlichen Finnland in den Umgebungen der Stadt Tammerfors verschiedene Vorkommnisse von kristallinischen polymikten Konglomeratschiefern einlässlich studiert und beschrieben. Die Einbettung der Gerölle von diversen Porphyriten, von Quarziten, und auch von granitischen und dioritischen Gesteinen in ein nachgiebiges reichlich Biotit führendes Zement hat auf die Gerölle selbst in hohem Maße konservierend gewirkt. Meist sind sie mit einer dem Zement ähnlichen Firnishaut überzogen; die sonst rezenten Geröllen durchaus ähnlichen Brocken sind gelegentlich in mehrere Teile zerdrückt, aneinander verschoben und verworfen; Quarze und Feldspate derselben zeigen undulöse Auslöschungen und kataklastische Zonen, ausgefüllt durch Quarz, Feldspat und Epidot, oder es sind die Feldspäte durch serizitische und saussuritische Neubildungen erfüllt. Gelegentlich kann sich die linsige Form der Gerölle auch mehr und mehr verflachen und ausschwänzen. Dann liegt der kleinste Durch-

messer der Gerölle normal zur Schieferungsebene, während der längste Durchmesser innerhalb der Schieferungsebene jede beliebige Lage haben kann. Sederholm erwähnt und beschreibt auch Beispiele von Konglomeratgneiß, der im Zement neugebildeten Feldspat führt und die Grenze zwischen Gerölle und Zement weniger deutlich ausgeprägt zeigt. Schon längst bekannt geworden sind durch A. Sauer (1877) die geröllführenden Gneiße vom Hammerwerk in Ober-Mittweida, und neuerdings erst sind bei der geologischen Revision der Sektion Marienberg im sächsischen Erzgebirge durch Gäbert[1] in einem sehr instruktiven Profil der Gneißformation zugehörige Konglomerate anstehend beobachtet und genauer beschrieben worden. Ferner wurden auch aus dem Huronian in der Umgebung der großen Seen Nordamerikas von den dortigen Geologen ähnliche Vorkommnisse aufgefunden. Dem Verfasser sind endlich von verschiedenen ost- und zentralalpinen Lokalitäten sowohl Konglomeratgneiße als Konglomeratschiefer bekannt, die den oben erwähnten sich völlig ebenbürtig an die Seite stellen. — Wo nun, wie in den bisher erwähnten Beispielen, nur das Zement eine Ummineralisierung erfahren hat, die Gerölle dagegen sowohl mechanisch wie chemisch in der Regel nicht stark alteriert sind, da ist der ursprüngliche sedimentäre Gesteinscharakter unzweifelhaft. Doch gibt es auch Gneiße, in denen die ursprünglichen Gerölle nicht mehr als solche vorhanden, sondern in ihrer mineralischen Natur vollständig verändert sind und bloß noch daran wieder erkannt werden können, daß statt ihrer ein neuer Mineralbestand im engsten Raume wiederholt plötzlich wechselt. Die nordischen Geologen sprechen auch von Bodenbreccien und Bodenkonglomeraten, die innerhalb archäischer Schieferkomplexe gefunden werden, und leiten dieselben ab vom Grus massiger oder schiefriger Gesteine, der zur Zeit der Bildung des Sedimentes an der Erdoberfläche oder auf dem Meeresgrunde lag und dann aufs neue verkittet und umgewandelt wurde. Manche unserer Arkosen dürften ähnlich zu deuten sein. Derartige neuverkittete und veränderte Trümmergesteine mögen in vielen Fällen etwa regenerierten Graniten oder Dioriten außerordentlich ähnlich sehen, und unter solchen Umständen wird die Beantwortung der

1) C. Gäbert, Geröllführende Schichten der Gneißformation bei Boden im sächsischen Erzgebirge; Zentralbl. f. Mineralogie 1903, p. 465.

Frage, ob ursprünglich Sediment oder Erstarrungsgestein vorgelegen hat, sich ungewöhnlich schwierig gestalten.

Schon die am Zement der Psephite gemachten Erfahrungen tun dar, daß psammitische und pelitische Gesteine wegen der Kleinheit bis Feinheit ihres Kornes leicht in kristalline Schiefer übergehen. Dabei können sie sich so stark ändern, daß vom Ausgangsprodukt kaum mehr eine deutliche Spur zurückbleibt. Der außerordentliche Wechsel, welcher chemisch und mineralogisch in der ursprünglichen Gesteinssubstanz liegen kann, die Variationsmöglichkeiten in der Größe der Trümmer und der verschiedene Intensitätsgrad in der Umwandlung lassen von vornherein eine fast unendliche Reihe metamorpher Produkte und daher eine große Mannigfaltigkeit psammitischer und pelitischer Schiefergesteine voraussehen. Hier zeigt sich zunächst die Erscheinung, daß vorhandene Körnchen oder Schüppchen von Quarzen, Glimmern oder Feldspäten nicht selten Anstoß geben zu randlichen Neubildungen, Umwachsungen und Einhüllungen, wobei diese neuen Zonen meist reiner und klarer ausfallen, als das ursprüngliche zentrale Trümmergebilde, auch stofflich zuweilen ihm nicht völlig identisch sind, so daß sie leicht als Neubildungen erkannt werden können. Weiter zeigen hierher gehörige Gesteine zuweilen, bald deutlicher, bald etwas verwischt, eine höchst charakteristische und unverkennbare klastische Mikrostruktur. Auch ist der Übergang vom unveränderten klastischen Sediment zum ausgeprägten kristallinen Schiefer ein kontinuierlicher, zumeist in konkordanter Schichtenfolge. Lückenlos gelangt man vom deutlich erkennbaren Schieferton oder Tonschiefer, vom mergeligen oder tonigen Kalk zum Phyllit, Pelitschiefer oder Pelitgneiß, desgleichen von Grauwacken und Quarziten zu Psammitschiefer oder Psammitgneiß, und gewinnt hierdurch einen der zuverlässigsten Anhaltspunkte für das Hervorgehen eines Komplexes kristalliner Schiefer aus den genannten Sedimenten. Dabei haben sich mancherorts in solchen geologischen Verbänden auch ursprünglich vorhandene, charakteristisch verschränkte Schichtlagen der Deltabildungen in den Schiefern unverändert erhalten. Wiederholt sind ferner in den umgewandelten Sandsteinformationen Finnlands, Schwedens und Nordamerikas auf entblößten Schichtfugen der jetzigen kristallinen Schiefer die deutlichen Wellenmarken [ripple marks] ehemaliger Ufersande sicher kon-

statiert worden als sprechende Zeichen unzweifelhaft sedimentärer Herkunft. Daneben mag hier nochmals daran erinnert werden, daß gerade in der Gruppe der phyllitischen Gesteine am ehesten die Möglichkeit gegeben ist, auf Petrefaktenreste zu stoßen; die epochemachenden Funde im norwegischen Silur und die unzweifelhaften Reste von Belemniten in den schwarzen, zoisit- und clintonitführenden Phylliten vom Nufenen und Lukmanier bieten allbekannte Beispiele hierfür. Ist es trotz alledem nun auch nicht möglich, für die Bestimmung der ursprünglichen sedimentären Grundlage ein „allgemein gültiges Rezept" abzuleiten, so soll hier doch noch darauf hingewiesen werden, daß für die Lösung solcher Fragen in der chemischen Analyse des kristallinen Schiefers noch ein letzter, meist ausschlaggebender Entscheid gefunden werden kann. Das Verdienst, hierauf mit besonderem Nachdruck und in überzeugender Weise hingewiesen zu haben, gebührt Rosenbusch durch seine Arbeit „Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges" (1891). Sedimentäre Gesteine entbehren bekanntlich in ihrer chemischen Zusammensetzung jener gewissen Gesetzmäßigkeit, die für die Erstarrungsgesteine innerhalb gezogener Grenzen so charakteristisch ist, ein Tatbestand, der durch die Metamorphose zu kristallinen Schiefern nicht verwischt wird, sondern vielmehr deutlich erhalten bleibt und somit durch die chemische Analyse aufgedeckt werden kann. Doch führt auch dieser Weg nicht immer ans gewünschte Ziel, da es ganz wohl z. B. Arkosen, Mergelsandsteine oder Tonmergel geben kann, die in ihrer chemischen Zusammensetzung zufälligerweise derjenigen eines Erstarrungsgesteins zum Verwechseln nahe kommen!

In jedem einzelnen Falle wird der Geologe sich somit vor die Aufgabe gestellt sehen, sein Augenmerk auf verschiedene der hier erwähnten Kennzeichen zu richten, das Gewicht der Tatsachen, die er beobachtet, gegeneinander abzuwägen und erst nach gerechter Würdigung aller ausschlaggebenden Faktoren sein Schlußergebnis zu ziehen.

2. KENNZEICHEN VON URSPRÜNGLICHEN ERSTARRUNGSGESTEINEN.

Auch alle Erstarrungsgesteine können in kristalline Schiefer übergehen. Sie finden sich in der Erdrinde eingefügt in durchgreifender Lagerung als Stöcke, intrusive Kerne, Lakkolithen, als

Lager und Gänge oder ursprüngliche Decken, welche verschiedenartige Lagerungsformen in der Metamorphose gewöhnlich erhalten bleiben, nebst etwa vorhandenen endogenen oder exogenen Kontaktzonen. Tektonische Vorgänge können allerdings in diesen Lagerungsformen gelegentlich Verschiebungen hervorrufen: Lager oder Gänge zu Linsen ausziehen oder sie in verschiedene, voneinander mehr oder weniger weit getrennte Stücke abschnüren, so daß ihre Zusammengehörigkeit erst durch sorgfältige Feld- und Laboratoriumstätigkeit aufgedeckt werden kann. Die Lagerungsverhältnisse bleiben trotzdem ein wichtiges Moment für die Erkennung eines umgewandelten Erstarrungsgesteins und für dessen Abtrennung von ursprünglichen Sedimenten. Daneben zeigt, wie schon erwähnt, die chemische Zusammensetzung der Erstarrungsgesteine eine gewisse, charakteristische Gesetzmäßigkeit in den Mengenverhältnissen der konstituierenden Oxyde, die mehr und mehr maßgebend wird in der Systematik dieser Gesteine; auch sie bleibt in der Metamorphose erhalten, so daß die chemische Analyse ein zweiter, meist sicherer Weg ist, das einem Schiefer zugrunde liegende Erstarrungsgestein zu bestimmen. Während bei den Erstarrungsgesteinen und den von ihnen abgeleiteten „Ortho“-Gesteinen unter den kristallinen Schiefern die Verhältnisse von $SiO_2 : Al_2O_3 : RO : R_2O$ so scharf begrenzte sind, daß es gelang, darnach Typenformeln für die verschiedenen Gesteinsfamilien aufzustellen, lassen sich die von Sedimenten abstammenden „Para“-Gesteine innerhalb der kristallinen Schiefer in der Regel mit großer Zuverlässigkeit am Überwuchern irgend eines Gliedes jener Verhältnisreihe erkennen. Für Sandsteine geschieht dies im SiO_2, bei Tongesteinen für Al_2O_3, indeß ursprüngliche karbonatreiche Sedimente durch ein Überwiegen von CaO, MgO oder FeO (event. Fe_2O_3) gekennzeichnet werden. Dagegen besteht zwischen den Vorgängen, die in einem erstarrenden Magma, und denen, die während der Ausbildung eines kristallinen Schiefers sich vollziehen, schon dem ganzen Wesen nach ein tiefgreifender Unterschied, der denn auch in der Ausbildung verschiedenartiger Mineralien, verschiedener Strukturen und Texturen deutlich zum Ausdruck kommt. Es ist daher geboten, beide Erscheinungsgruppen und die ihnen zugrunde liegenden Gesetzmäßigkeiten gesondert zu verfolgen, um nachher die bezüglichen Produkte besser auseinanderhalten und miteinander vergleichen zu können.

Die Vorgänge der Mineralbildung im Magma sind ein Feld, auf welchem die Wissenschaft besonders mit Hilfe des chemischen Experimentes, sowohl in synthetischer als analytischer Richtung, der Natur ihre Rätsel abzuringen versucht. Es möge genügen, hier an die bahnbrechenden Arbeiten von Fouqué, Michel Lévy und Dölter einerseits, von Lemberg, Lagorio, Morozewicz, Vogt und Oetling andererseits zu erinnern. Daneben macht sich immer deutlicher ein Streben geltend, diesen Vorgängen im Lichte jener Anschauungen und Errungenschaften näherzutreten, welche die moderne physikalische Chemie über die Natur der Lösungen und Lösungsvorgänge gewonnen hat.

In diesem Sinne gilt das Magma heute wohl allgemein als eine gasdurchtränkte schmelzflüssige Lösung von Silikaten, Oxyden und Sulfiden ineinander, die im Momente der beginnenden Kristallisation wenigstens für die sich zuerst ausscheidenden Substanzen übersättigt ist; es ist also aufzufassen als ein „physikalisch-chemisches System". Dringt das Magma in der Erdrinde empor, so werden dabei nicht bloß Druck und Temperatur, sondern auch die Massenverhältnisse geändert, indem Gase und Dämpfe entweichen und einige Substanzen sich als Kristalle ausscheiden, einzelne Glieder des Systems also ganz austreten oder doch ihre Masse vermindern. Dadurch wird nun das Gleichgewicht nach allen den drei Richtungen verschoben, welche für chemisch-physikalische Gleichgewichtszustände maßgebend sind. Die Erstarrung des Magmas ist dann die Anpassung an die neue Gleichgewichtslage, die im verfestigten Gestein erreicht wird. Es läßt sich darum schon a priori voraussehen, daß die Gesetze, welche die Gleichgewichte chemisch-physikalischer Systeme regeln, soweit sie Lösungen und Schmelzen betreffen, auch auf den Erstarrungsprozeß anwendbar sein müssen. Sie beziehen sich:

a) auf die Temperatur (van't Hoffs principe de l'équilibre mobile)[1];
b) auf den Druck (van't Hoffs Druckgesetz)[2];

---

1) Erwärmt man ein chemisches System bei konstant erhaltenen Volumen, so findet eine Verschiebung des Gleichgewichtes nach derjenigen Seite hin statt, nach welcher die Reaktion unter Wärmeabsorption verläuft und umgekehrt.

2) Komprimiert man ein chemisches System bei konstant erhaltener Temperatur, so findet eine Verschiebung des Gleichgewichtes nach jener Seite hin statt, nach welcher die Reaktion mit einer Volumenverminderung verknüpft ist und umgekehrt.

c) auf die Mengenverhältnisse der im Magma aufeinander reagierenden Stoffe (Massenwirkungsgesetz[1] und Prinzip des eutektischen Gemisches[2]) und deren Affinität zueinander.

Daß sich auch die Vorgänge im erstarrenden Magma der Gibbsschen Phasenregel[3] unterordnen, soll hier nur kurz angemerkt werden, da wegen der Kompliziertheit der magmatischen Lösungen die Anwendung jener Regel zu großen Schwierigkeiten begegnet; sind doch nicht einmal die zum System gehörenden Phasen und Molekülgattungen sicher bekannt! Da auch das Magma, ganz analog den wässerigen Lösungen, den elektrischen Strom leitet (Barus und Iddings),[4] muß ein Teil seiner Komponenten in Ionen gespalten sein; indessen scheinen nur sehr geringe Ionisierungsgrade vorzuliegen. Der größte Teil der gelösten Stoffe ist wohl in Form jener einfachsten Silikatmoleküle vorhanden, die dann bei der Auskristallisation vielfach zu isomorphen Mischkristallen zusammentreten; denn nur unter dieser Voraussetzung stimmt die aus der beobachteten Schmelzpunkterniedrigung berechnete molekulare Schmelzpunkterniedrigung mit der aus der van't Hoffschen allgemeinen Formel[5] berechneten überein (Vogt).

Die Frage: „Was ist im Magma Lösungsmittel, was Gelöstes?" kann kurz dahin beantwortet werden, daß ein prinzipieller Unterschied zwischen beiden Dingen nicht besteht. Die moderne physikalische Chemie faßt die Lösungen einfach als homogene Gemische auf, mit andern Worten, sie nimmt an, daß die Stoffe ineinander gelöst sind.

1) Die chemische Wirkung eines jeden Stoffes ist proportional seiner wirksamen Masse.

2) Die Komponenten eines flüssigen homogenen Gemisches, welche keine Doppelsalze und keine isomorphen Mischkristalle zu bilden vermögen, besitzen bei gleichbleibendem Druck ein bestimmtes Mischungsverhältnis, das eutektische genannt (Guthrie), in welchem sie bei einer konstanten Temperatur gleichzeitig erstarren (eutektischer Punkt). Dieses Erstarrungsprodukt zeigt, gleich wie jede chemische Verbindung, einen konstanten Schmelzpunkt, der niedriger ist, als der Schmelzpunkt jeder der Komponenten.

3) Siehe Brauns, Chemische Mineralogie, p. 94.

4) Barus, C., und Iddings, J. P., Change of electric conductivity observed in rock magmas of different composition on passing from liquid to solid. Amer. Journ. of Sc., Bd. 44, 1892.

5) $\Delta T = 0{,}0198 \frac{T^2}{L}$. ΔT = Schmelzpunktserniedrigung des Gramm-Moleküls; T = absolute Temperatur; L = latente Schmelzwärme pro Gramm Substanz des Lösungsmittels.



DIE BILDUNG DES MINERALBESTANDES DER MASSENGESTEINE.

Die Erstarrung eines Magmas charakterisiert sich nach dem Vorausgegangenen im allgemeinen als eine Auskristallisation gelöster Stoffe aus einer Lösung. Gesteinsverfestigung und Bildung des Mineralbestandes fallen daher in eins zusammen.

a) Der dieselbe zunächst bedingende Faktor ist die Temperaturerniedrigung oder Abkühlung, welche nach jeder Intrusion oder Eruption naturgemäß eintritt. Früher wurde wohl allgemein angenommen, daß für die Ausscheidung der Substanzen aus dem Magma ihr Schmelzpunkt der bestimmende Faktor sei. In der Tat sprechen die Beobachtungen vieler Forscher (Becke, Dölter, Fouqué, Michel Lévy und andere) dafür, daß in der Regel die schwer schmelzbaren Verbindungen früher auskristallisieren als die leicht schmelzbaren. Allein der Schmelzpunkt kann schon darum nicht direkt maßgebend sein für die Ausscheidung, weil er durch die Beimengung anderer Substanzen erniedrigt wird. Selbstverständlich wird keine Komponente bei einer Temperatur ausfallen, die über ihrem Schmelzpunkte liegt. Nur indirekt kann derselbe die Ausscheidungen insofern beeinflussen, als er für die Lage des eutektischen Punktes mitbestimmend ist (siehe später p. 19). Da aber das Magma wesentlich den Charakter einer Lösung hat, dürfte hauptsächlich die gegenseitige Löslichkeit der in ihm vorhandenen Substanzen für die Ausscheidung maßgebend sein. Bekanntlich steigt die Löslichkeit von Salzen mit der Temperatur; bei der Abkühlung werden also jene Stoffe zuerst auskristallisieren, welche im gegebenen Magma am schwersten löslich sind oder, was dasselbe ist, es am leichtesten sättigen. Bei der Abkühlung tritt nun aber für gesättigte Lösungen in der Regel Überkaltung (Unterkühlung) ein, d. h. die Ausscheidungstemperatur wird unterschritten und die Auskristallisation unterbleibt. Finden sich aber in der gesättigten Lösung feste Teile der gelösten Stoffe oder ihnen isomorphe Körper, so wird die Überkaltung verhindert. Durch ein Hinzufügen solcher Stoffe, sowie durch Reibung und Erschütterung wird eine vorhandene Überkaltung sofort aufgehoben.

Daß solche Unterkühlungserscheinungen bei Auskristallisation der Magmen eine bedeutende Rolle spielen, ist von Lagorio, Oetling und Vogt experimentell dargetan worden. Besonders von

ersterem wurde gezeigt, daß die Ausscheidungsfolge der Komponenten eines Magmas außer von ihrer Löslichkeit in demselben zum großen Teil von ihrer Fähigkeit abhängt, im Magma unterkühlt zu werden, beziehungsweise es schwer zu übersättigen. Die darauf gerichteten Versuche von Lagorio führten zur Aufstellung folgender allgemeiner Ausscheidungsserie: Oxyde, reine Fe-Silikate, Mg-Silikate, (Fe+Ca) Silikate, (Mg+Ca) Silikate, (Mg+K)— resp. (Fe + K) Silikate, Ca-Silikate, (Ca + Na)-Silikate, Na-Silikate, K-Silikate. Man sieht, daß diese Reihe im großen und ganzen zusammenfällt mit der bekannten empirischen Regel von Rosenbusch: „Die kristallinen Ausscheidungen in einem eruptiven Silikat-Magma folgen einander nach abnehmender Basizität derart, daß in jedem Augenblick der Gesteinsbildung der noch vorhandene Kristallisationsrest saurer ist, als die Summe der bereits auskristallisierten Verbindungen." Die zuerst ausgeschiedenen Substanzen rufen in der restierenden Mutterlauge weitere Kristallisationen ihnen isomorpher Körper hervor und bestimmen so direkt die Art einer eventuell nachfolgenden Generation; auch machen sie eine weitgehende Unterkühlung unmöglich, da sie dieselbe durch Anregung zur Kristallisation immer wieder aufheben. Dasselbe geschieht durch entweichende Dämpfe, sowie durch die Reibung und Bewegung, welche im aufdringenden Magma sich erzeugt. Wenn für alle Komponenten Unterkühlung stattfindet und plötzliche Aufhebung derselben eintritt, so erfolgt Kristallisation der ganzen Masse und alle Gemengteile fallen zusammen aus. Kann aber die Überkaltung so weit gehen, daß das Magma schon sehr viskos wird, so unterbleibt jegliche Kristallisation, und die Masse erstarrt amorph, wie bei sehr rascher Abkühlung.

b) Die Rolle, welche der Druck bei der Verfestigung von Magmen spielt, ist noch nicht ganz aufgeklärt. Früher wurde vielfach angenommen, daß die holokristalline Ausbildung der Tiefengesteine wegen seiner kristallisationsfördernden Wirkung hauptsächlich ihm zuzuschreiben sei. Auch sollte er die Reihenfolge der Ausscheidungen geradezu umzukehren vermögen, weil durch ihn der Schmelzpunkt der Substanzen verschieden stark erhöht werden kann. Demgegenüber geht aus den Experimenten von Oetling und Tammann unzweideutig hervor, daß Druck die Kristallisation keineswegs befördert, weil er die Unterkühlung begünstigt, und daß vielmehr Entlastung unter die Anregungen

von Kristallisation gehört. Auch scheint nach neueren Beobachtungen (Vogt) der Druck die Reihenfolge der Ausscheidungen nicht wesentlich zu beeinflussen und sie nur dann zwischen zwei Komponenten umkehren zu können, wenn ihre Schmelzpunkte sehr wenig verschieden sind, wie z. B. bei den Feldspaten.

Die Anwendung des am Eingange angeführten Druckgesetzes von van't Hoff begegnet der Schwierigkeit, daß keine Übereinstimmung darüber herrscht, ob geschmolzene Silikate sich im Momente der Erstarrung kontrahieren oder dilatieren. Sehr wahrscheinlich dürfte wohl ersteres sein; denn Barus[1] gelang es, die Dilation eines Stückes Diabas während der Schmelzung zahlenmäßig nachzuweisen und nach Roth[2] ist das spezifische Gewicht glasig erstarrter Silikate — die dem flüssigen Zustand doch wohl nahe stehen — geringer als das kristallin erstarrter. In diesem Falle würde Druck die Ausscheidung unterstützen.

Für Lösungen — und das Magma ist als solche definiert worden — gilt nun aber nicht ohne weiteres dasselbe. Es existieren zwar keine Versuche über schmelzflüssige Silikatlösungen, wohl aber eine beschränkte Zahl solcher über Wasserlöslichkeit von Silikaten unter Druck. Diese ergeben durchwegs, daß Druck die Löslichkeit vermehrt, die Kristallisation also verhindert, was wahrscheinlich machen würde, daß dasselbe gegenüber dem Magma der Fall ist.

Noch mag hier darauf hingewiesen werden, daß in Magmen, welche unter hohem Drucke erstarren, sich gern Mineralien mit kleinem spezifischen Volumen bilden, bei druckfreier Erstarrung dagegen ihre chemischen Äquivalente mit großem spezifischen Volumen.

Die meisten der aus Magmen entstehenden Mineralien besitzen ein bestimmtes Temperatur- und Druckintervall, innerhalb dessen sie bestandfähig sind; über und unter demselben bilden sich aus demselben Stoffe andere Verbindungen. So kann z. B. Hornblende unter gewöhnlichem Drucke bei sehr hohen Temperaturen nicht entstehen; statt ihrer bildet sich alsdann der Augit.

---

1) C. Barus: High Temperature Work in Igneous Fusion and Ebullition chiefly in Relation to Pressure; Bull. U. S. Geol. Survey No. 103, 1893 (Ref. N. J. 1897 I, 485).

2) Chemische Geologie II, 52.

Geschmolzener Granat erstarrt unter gewöhnlichem Drucke als Anorthit und Melilith.

c) Neben der Temperatur bestimmen hauptsächlich Mengenverhältnisse und chemische Affinitäten der im Magma aufeinander reagierenden Stoffe den Erstarrungsvorgang: Dies wurde schon von Lagorio erkannt, der darüber sagt, daß „unter gleichen physikalischen Bedingungen lediglich Massenwirkungen und die Affinität der Basen untereinander und zur Kieselsäure für die Ausscheidungsfolge bestimmend sei". Neuere Forschungen

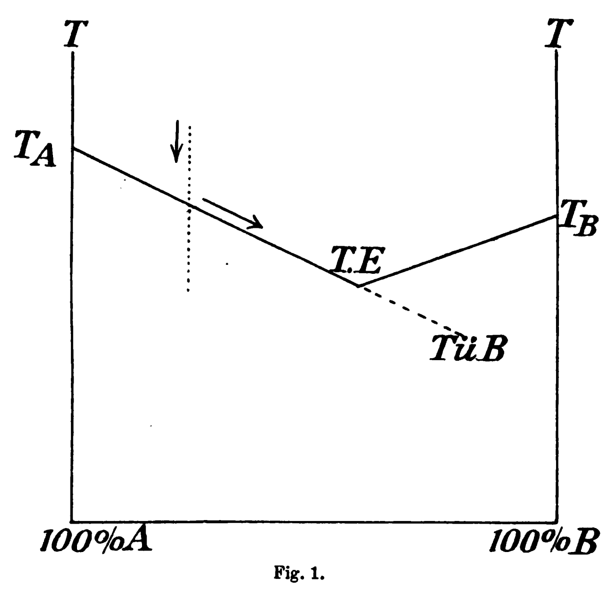


Fig. 1.

und Experimente (Vogt und Meyerhoffer) haben dargetan, daß nicht die Mengenverhältnisse als solche, sondern das Massenverhältnis verglichen mit dem eutektischen Verhältnis dabei maßgebend ist. Es läßt sich dies am klarsten an dem einfachen Beispiel einer Schmelze zeigen, welche nur aus zwei Komponenten besteht, weil dies zugleich eine graphische Darstellung gestattet. Die Anwendung auf Schmelzen oder Lösungen mehrerer Stoffe findet dann keine prinzipiellen Schwierigkeiten (Fig. 1).

A und *B* bilden ein schmelzflüssiges Gemisch; dadurch wird der Schmelzpunkt beider Komponenten erniedrigt. Die Temperatur *T* sei auf der Ordinate, die prozentuelle Zusammensetzung des Ge-

misches auf der Abszisse aufgetragen. A ist gegenüber dem eutektischen Gemisch ($xA:yB$) im Überschuß vorhanden, z. B. als uA gegenüber vB. Kühlt sich nun die Schmelze ab, so beginnt, nachdem die Temperatur unter dessen Schmelzpunkt gesunken ist, die Ausscheidung von A. Dadurch wird B in der Mutterlauge angereichert. (Wäre umgekehrt B im Überschuß vorhanden, so würde dieses zuerst auskristallisieren und dadurch A angereichert werden.) A scheidet sich nun so lange aus, bis das eutektische Verhältnis erreicht ist; dann erstarrt alles zugleich als ($xA:yB$). — Hierbei wurde aber von der Unterkühlung abgesehen. Tritt eine solche für B ein (für A ist dies unmöglich, weil festes A vorhanden ist), so geht die Ausscheidung von A noch über den eutektischen Punkt (TE) hinaus, und die Schmelze wird für B übersättigt. Fällt dieses dann endlich aus, so erstarrt plötzlich die der Übersättigung entsprechende Menge von B; hierbei wird aber wieder Wärme frei und so die Schmelze für A ungesättigt. Die schon ausgeschiedenen Kristalle von A sind nun nicht mehr im Gleichgewicht mit dem flüssigen Anteil und werden daher zum Teil wieder resorbiert, soweit sie nicht durch B-Umhüllungen davor geschützt sind; hierdurch kann Ungleichgewicht erhalten bleiben. Die gleichzeitige Ausscheidung von A und B wird erst dann stattfinden, wenn das Mengenverhältnis der beiden gelösten Substanzen wieder zum eutektischen Verhältnis zurückgekehrt ist.

Dieses eutektische Verhältnis[1] ist von Vogt an trockenen Schmelzen für eine Anzahl von Paaren gesteinsbildender Mineralien zahlenmäßig experimentell festgestellt worden; aus seinen Versuchen ging dabei hervor, daß die Reihenfolge der Ausscheidung durchaus vom Überschuß über dasselbe abhängig ist; z. B. in Ca-, Mg-, Al-haltigen Ortho-Silikatschmelzen mit so viel Al_2O_3, wie es einer Mischung von Olivin und Melilith entspricht, scheidet sich zuerst Melilith, später Melilith und Olivin gleichzeitig aus, wenn mehr Ca vorhanden ist, als dem Verhältnis 0,55 Ca : 0,45 Mg entspricht. Ist weniger Ca vorhanden, so erscheint zuerst Olivin,

1) Solche eutektische Verhältnisse sind z. B.:

70	Gewichtsteile	Augit	: 30	Gewichtsteile	Olivin,
25	„	Magnetit	: 75	„	„
74	„	Melilith	: 26	„	„
65	„	„	: 35	„	Anorthit,
74,25	„	K-Feldspat	: 25,75	„	Quarz.

später Olivin und Melilith. Ist dagegen von Anfang an das obige Verhältnis gegeben, so bilden sich sofort gleichzeitig Melilith und Olivin.

Auch die Art der entstehenden Gemengteile ist von dem Massenverhältnis im Magma abhängig. Ob aus Ca-reichen Al-haltigen Schmelzen Akermanit, Melilith, Gehlenit oder Anorthit auskristallisiert, hängt von dem Verhältnis $Ca : Al_2$ ab, wobei natürlich die Kieselsäuremenge mitbestimmend ist; dasselbe beträgt nach Vogt für

Akermanit : 1 Ca : 0 Al_2,
Melilith : 7 Ca : 1 Al_2,
Gehlenit : 3 Ca : 1 Al_2,
Anorthit : 1 Ca : 1 Al_2.

Nach Lagorio ist die Bildung von Sanidin gebunden an das Verhältnis $2 K_2O : Na_2O$. Desgleichen kristallisiert aus kieselsäurereichen Magmen bei ausreichender Anwesenheit von K und Al Orthoklas ($K_2O : Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1 : 6$), aus kieselsäurearmen der Leuzit (1 : 1 : 4). Ferner sei auch noch erinnert an die Beobachtungen von Morozewicz, über die Bildung rhombischer und monokliner Augite, oder über die Entstehung von Korund, Spinell und Sillimanit.

Endlich zeigt sich der Einfluß der Massenverhältnisse in der Verdrängung einer Base durch eine andere verwandte, die im Überschuß vorhanden ist, z. B. des Na_2O durch K_2O und umgekehrt.

Der Einfluß der Affinitäten auf die Mineralbildung ist analog demjenigen der Massenwirkung. Auch er zeigt sich zunächst in der Reihenfolge der Ausscheidungen. Wenn bei Lagorios Versuchen Na- und kieselsäurereiche Sphärolithe sich bildeten, während eine K-reiche und etwas kieselsäureärmere Basis zurückblieb, so spricht dies wohl dafür, daß die größere Affinität des Na_2O zu SiO_2 die frühere Bildung des Na-Silikates und so die raschere Sättigung des Magmas durch dasselbe hervorrief. Noch stärker erweisen sich FeO, MgO und CaO gegenüber der Kieselsäure; denn ihre Vereinigung führt zu Silikaten, die regelmäßig sehr früh aus dem Magma ausscheiden. Er tritt ferner hervor in der Art der entstehenden Komponenten, bezw. in der häufigen Wiederkehr gewisser Mineralarten. Na_2O und K_2O besitzen offenbar sehr verschiedene Affinität zu CaO. Während

CaO- und K_2O-haltige Mineralien sehr selten sind, erscheinen Kalknatron-Silikate, z. B. die Plagioklase, ungemein häufig. Auch CaO und MgO treten leicht in allen möglichen Verhältnissen zusammen, ebenso beide mit FeO, wie das verbreitete Auftreten der vielen Glieder der Hornblende- und Augitfamilien dartut.

Schließlich sei auch noch hingewiesen auf die Bedeutung des spontanen Kristallisationsvermögens[1] und der Kristallisationsgeschwindigkeit[2] für die Mineralbildung aus Magmen. Beide sind abhängig von der Überkaltung und steigen mit dieser bis zu einem bestimmten Maximum, um bei zu weitgehender Überkaltung zu sinken. Sie beeinflussen sowohl Mineralbestand als Sequenz der Ausscheidungen. Mineralien mit großem Kristallisationsvermögen und großer Kristallisationsgeschwindigkeit, wie die Augite und Plagioklase (Dölter), werden sich früh und reichlich bilden, rasch wachsen und so in der Reihenfolge der Ausscheidungen voraneilen, wodurch der chemische Gehalt der späteren Kristallisationsprodukte beeinflußt resp. bestimmt wird.

Die Bildung eines Massengesteins ist nach allem Vorstehenden im wesentlichen der Übergang einer schmelzflüssigen Lösung vom flüssigen in den festen Aggregatzustand unter im allgemeinen gleichsinnig verlaufenden Veränderungen der Temperatur und des Druckes, verbunden mit beständigem Wechsel in der chemischen Zusammensetzung des Restmagmas. Die auffälligste Ausdruck für diese Veränderungen in den Kristallisationsbedingungen ist die isomorphe Schichtung (Zonenstruktur), welche so häufig an den Komponenten der Massengesteine, z. B. bei den Plagioklasen, Augiten, Hornblenden[3] usw., gefunden wird. Nach Beckes[4]

---

1) Anzahl der in der Volumeneinheit pro Zeiteinheit sich bildenden Kristallkerne.

2) Lineare Geschwindigkeit in Millimetern pro Minute, beides nach Tammann.

3) Durch die Ausscheidung solcher Mischkristalle wird das Verhältnis der isomorphen Moleküle verschoben; dadurch tritt das Restmagma in Ungleichgewicht zu den ausgeschiedenen Kristallen. Durch Resorption von solchen kann wieder Gleichgewicht hergestellt werden, indem die sich neu ausscheidenden Substanzen andere isomorphe Mischungen darstellen, als die resorbierten. Kann keine Resorption eintreten, so wachsen die älteren Kristallkerne fort, jedoch mit verändertem Chemismus der neuen Anlagerungen. Es entsteht Zonenstruktur (Bakhuis Roozeboom).

4) Über die Zonenstruktur der Kristalle in Erstarrungsgesteinen. T. M. P. M. XVII, 97.

Beobachtungen an Plagioklasen sind in äußeren Schichten derselben in der Regel die Bestandteile von niedrigen, in den inneren dagegen solche von höheren Schmelzpunkten angereichert, jene die saureren, diese die basischeren Moleküle führend. Eine weitere Konsequenz ihrer Entstehungsart ist die Ausscheidung der Komponenten der Massengesteine in zeitlicher Aufeinanderfolge, die freilich weniger als ein strenges Nacheinander erscheint, sondern vielmehr als ein Übergreifen der einzelnen Bildungsperioden. Darum können auch nicht alle Gemengteile des Erstarrungsgesteins miteinander im chemischen Gleichgewicht stehen, sondern jeweilen nur die sich abscheidenden Komponenten mit dem noch flüssigen Magmarest. Daß ältere Ausscheidungen gegenüber den jüngeren sehr oft nicht mehr bestandfähig sind, dafür sprechen am deutlichsten die bekannten Erscheinungen der Korrosionen und magmatischen Resorptionen; daneben werden aber sicher ebenso häufig früher ausgeschiedene Komponenten mittels späterer Umhüllung durch jüngere Ausscheidungen solchen erneuten Umsetzungen entzogen. Es ist darum vorauszusetzen, daß in jedem Erstarrungsgesteine Komponenten sich finden müssen, die nicht miteinander in chemischem Gleichgewicht stehen, deren Substanzen somit gegenseitig noch chemisch reaktionsfähig wären.

KRISTALLISATOREN.

Durch die Mineralsynthesen französischer Mineralogen (Daubrée, Debray, Fouqué, Hautefeuille, Michel Lévy usw.) wurde festgestellt, daß bei Hinzufügen gewisser Substanzen, z. B. von Alkali-Chloriden, -Fluoriden und -Boraten, von Wolframaten, Phosphaten, Karbonaten der Alkalien, von Wasserdämpfen oder CO_2, viele Mineralien durch einfaches Zusammenschmelzen ihrer Bestandteile erhalten werden konnten, welche ohne das Hinzutreten obengenannter Stoffe sich nicht darstellen ließen, z. B. Quarz, Orthoklas, Muskovit, Amphibol. Das tatsächlich vielfache Vorhandensein jener Substanzen im Magma, sowie die Beobachtung, daß grobkristallinische Ausbildungen oft an ihre Gegenwart geknüpft sind, führte zur Annahme, daß sie auch in natürlichen Schmelzflüssen die Kristallisation befördern. Ihre Wirkungsweise als sogenannte „agents minéralisateurs“ erschien in vielen Fällen rätselhaft, ähnlich derjenigen der Katalysatoren, und auch jetzt noch ist sie in manchen Beispielen, deren Zahl aber mit dem

tieferen Eindringen in die Vorgänge der Mineralbildung immer mehr schwinden dürfte, völlig unerklärt. Immerhin läßt sich heute schon erkennen, daß für die Wirkungsweise dieser Kristallisatoren nachfolgende Möglichkeiten bestehen:

1. Die kristallisatorische Substanz ist für die Konstitution des entstehenden Minerals stofflich notwendig und tritt in dasselbe ein: z. B. Bildung von Korund Al_2O_3 aus $AlFl_3$ und H_2O oder B_2O_3. Dölter erhielt Li-Glimmer durch Zusammenschmelzen von Andalusit, $SiFl_4$, KFl und $AlFl_3$ mit etwas LiOH.

Apatit $Ca_5(PO_4)_3Cl$ kristallisiert aus einer Schmelze von Ca-Phosphat und Kochsalz.

2. Die kristallisatorische Substanz ist Lösungsmittel für das bildende Mineral: Olivin kristallisiert beim Zusammenschmelzen von SiO_2 und 2 MgO aus einer Chlormagnesiumschmelze.

3. Der Kristallisator tritt in eine Zwischenreaktion ein und scheidet aus dem Endprodukt wieder aus: amorphe Tonerde kann durch Wasserdampf und Flußsäure in Korund verwandelt werden, amorphes SnO_2 in kristallisierten Zinnstein:

$$Al_2O_3 + 6\,HFl = Al_2Fl_6 + 3\,H_2O = 6\,HFl + Al_2O_3 \text{ Korund,}$$
$$SnO_2 + 4\,HFl = SnFl_4 + 2\,H_2O = 4\,HFl + SnO_2 \text{ Zinnstein.}$$

DIE BILDUNG DER STRUKTUREN.

Der normale Verlauf der Verfestigung eines Magmas führt nach dem Vorstehenden zunächst zur Auskristallisation mit bestimmter Reihenfolge der ausfallenden Komponenten. Dadurch erzeugen sich die typischen Strukturen der Massengesteine, das heißt jenes charakteristische Gefüge der Gesteinsgemengteile, das bedingt wird durch einen bestimmten Grad in der Formentwicklung der Komponenten und deren gegenseitige Abgrenzung. Wenn eine solche Sequenz gänzlich unterbleibt oder eine völlig amorphe Erstarrung eintritt, so handelt es sich, wie gezeigt werden wird, stets um Grenzfälle, hervorgebracht durch das vorherrschende Wirken gewisser Faktoren.

Die glasige Struktur erscheint dann, wenn das Magma so hoch viskos ist, daß die Moleküle nicht mehr die nötige Bewegungsfreiheit haben, um zu kristallisierten Verbindungen zusammenzutreten. Solche Gläser sind übersättigte feste Lösungen,

die sich von flüssigen nur durch die in ihnen herrschenden sehr großen Reibungswiderstände unterscheiden. Werden diese durch Erwärmen verringert, so erlangen die Moleküle unter Umständen wieder ihre Beweglichkeit und können sich zu Kristallen vereinigen. Daher die leichte Entglasung der Gläser. Große Viskosität des Magmas wird hervorgebracht durch zu rasche Abkühlung und durch zu weitgehende Überkaltung. Hochsaure Magmen sind schon ursprünglich viskos und kristallisieren nicht ohne Anregung (Obsidiane, Pechsteine, Bimsteine usw.). Die sehr sauren Pegmatitgänge verdanken ihre großkristallinische Ausbildung wohl der kristallisatorischen Kraft von agents minéralisateurs.

Wird weitgehende Überkaltung plötzlich aufgehoben, z. B. durch Entlastung, so erstarrt die ganze Masse des Magmas auf einmal. Die dadurch entstehende Struktur wurde von Rosenbusch panidiomorph, von Ramsay panallotriomorph, von Brögger am zutreffendsten autallotriomorph genannt, da alle Komponenten zugleich ausscheiden und sich deshalb in ihrer Formentwicklung gegenseitig hemmen und beeinträchtigen. Sie ist bekanntlich charakteristisch für viele leukokrate und melanokrate Ganggesteine. — Auch die Pegmatitstruktur ist das Resultat einer plötzlichen Kristallisation, die aber dadurch hervorgerufen wird, daß das Magma als eutektisches Gemisch erstarrt. In der Regel wird dies nur für Grundmassen eintreten können (was den mikropegmatitischen oder granophyrischen Grundmassen entspricht), da für gewöhnlich eine Reihe von Kristallisationen vorausgehen müssen, ehe das Mengenverhältnis der Substanzen des Magmas das eutektische geworden ist. Manche Pegmatite, und die Schriftgranite durchwegs, zeigen keine vor der eutektischen Erstarrung ausgeschiedenen Komponenten; ihr Magma muß also wohl ursprünglich schon ein eutektisches Gemisch gewesen sein, eine Auffassung, die Teall schon vor Jahren ausgesprochen hat.

Die granitischen („allotriomorph-körnigen“) Strukturen bilden sich durch rasche Kristallisation aus unter Druck überkalteten Magmen. Dabei scheiden sich die Komponenten, von Massenwirkungen abgesehen, in gesetzmäßiger Reihenfolge aus nach dem Grade ihrer Fähigkeit, das Magma zu sättigen (beziehungsweise ihrer Unfähigkeit, es zu übersättigen), jedoch mit starkem Übergreifen der Kristallisationsperioden. Es erlangen die zuerst ausfallenden Mineralien der Erze und Mg-Fe-Ca-Silikate

den höchsten Grad von Automorphismus. Demgegenüber ist die Gabbro-Struktur oder ophitische Struktur dadurch gekenn zeichnet, daß die Plagioklase zuerst auskristallisiereu und die dunklen Gemengteile der Mg-Fe-Ca-Silikate nur die Füllmasse zwischen ihnen bilden. Der Grund der hier eintretenden Umkehrung der normalen Ausscheidungsfolge ist vielleicht im Überwiegen der Anorthitsubstanz (resp. Plagioklassubstanz) relativ zum eutektischen Verhältnis (Anorthit: Augit) zu suchen. Die experimentelle Bestätigung dieser Vermutung steht noch aus. Besonders für saure Tiefengesteine mögen die oben genannten Kristallisatoren dazu beitragen, grob-kristalline Strukturen zu erzeugen. Die Art der Auskleidung oder Ausfüllung miarolitischer Hohlräume erscheint als direkter Beweis für ihre Wirksamkeit.

Die Entstehung der porphyrischen Strukturen wird meist auf einen Hiatus in den Erstarrungsbedingungen des Magmas zurückgeführt (Rosenbusch): bei einer Effusion treten rasch andere Verhältnisse der Temperatur und des Druckes ein. Dadurch kann die Ausscheidung einer ersten Generation (die Einsprenglinge) unterbrochen werden und alsdann die Kristallisation einer zweiten Generation (die Bestandteile der Grundmasse) einsetzen. In bezug auf die Einsprenglinge tritt zunächst die Ausscheidungsfolge nach dem Grade der Löslichkeit und der Übersättigungsfähigkeit, sowie nach den Massenverhältnissen am klarsten hervor. Dies kann freilich durch Resorption der Erstlingskristalle mehr oder weniger verdeckt werden. Weitgehende Überkaltung ist hier unmöglich, weil die zuerst ausgeschiedenen Komponenten immer wieder neue Kristallisationen ihnen isomorpher Körper hervorrufen. Nach der Ausscheidung einer ersten Generation („Einsprenglinge") kann die chemische Zusammensetzung des Restmagmas wiederum eine solche werden, daß eine zweite, der ersten analoge Generation sich auszubilden vermag. Die Augite, Hornblenden, Plagioklase usw. derselben werden aber eben wegen des veränderten Chemismus der Mutterlauge im allgemeinen andere isomorphe Mischungen darstellen, als dieselben Mineralien der Einsprenglingsgeneration. — Fortgeschrittene Viskosität begünstigt die Bildung einer Grundmassengeneration, indem viele neue kleine Individuen sich bilden, während in sehr flüssigen Schmelzen die einmal entstandenen Kristallkerne einfach weiter wachsen (Vogt). Darin ist vielleicht der Grund zu suchen, daß die porphyrischen Strukturen haupt-

sächlich den Effusionsprodukten, welche sich rasch abkühlen, eigen sind. Die generationsweise Ausscheidung findet ihr Ende, wenn rasche Kristallisation für die ganze restierende Mutterlauge eintritt, sei es durch Aufhebung von Überkaltung (mikro-granitische Grundmasse) oder durch Erreichung des eutektischen Punktes (mikropegmatitische Grundmasse). Allmähliches Nachlassen der Kristallisationsfähigkeit, indem das Restmagma zufolge Abkühlung zu viskos wird, bringt die mikro-felsitische Grundmasse hervor, wenn noch die allerersten Anläufe zur Kristallisation sich geltend machen können, dagegen die glasige Grundmasse, wenn keinerlei Kristallisation mehr eintreten kann. In diesen beiden Fällen ergaben nach Vogt eine Anzahl Analysen solcher Grundmassen das eutektische Verhältnis, so daß schließlich halbglasig beziehungsweise vollständig glasig erstarrte eutektische Gemische vorliegen mußten.

DIE BILDUNG VON TEXTUREN.

Auch die Texturen der Erstarrungsgesteine, das heißt das stereometrische Gefüge ihrer Komponenten, wie es durch ihre räumliche Anordnung und Verteilung bedingt wird, haben ein charakteristisches, im ganzen einfaches Gepräge. Ein geschmolzenes Gemenge erstarrt im allgemeinen ohne Bevorzugung irgendeiner Richtung, also massig. Die massige Textur ist für die Erstarrungsgesteine so typisch, daß sie auch Massengesteine genannt werden. Modifikationen sind indessen nicht selten und werden durch mancherlei Faktoren bedingt. Fließende Bewegungen des Magmas, wie sie bei der Bildung von Decken, Strömen und Gängen stattfinden, können eine parallele Anordnung der schon ausgeschiedenen Gemengteile nach ihrer Längsrichtung veranlassen und so die Fluidal-Textur (Fluktuations-Textur) erzeugen. Sie kann so ausgeprägt werden, daß sie nicht immer ganz leicht von den Parallel-Texturen und linearen Texturen der Schiefergesteine zu unterscheiden ist. Auch einseitiger Druck kann im erstarrenden Magma eine Parallelstellung der Komponenten hervorrufen, das heißt zu einer Art Schieferung während der Erstarrung führen. Schon ausgeschiedene Komponenten können auf Neubildungen eine richtende Wirkung ausüben, dieselben radial oder tangential stellen und so die zentrischen oder sphärischen Texturen erzeugen. Der Austritt von Gasen und Dämpfen wird im er-

starrenden Magma die porösen Texturen hervorrufen, deren Hohlräume später durch nachträgliche Sekretionen sich wieder ausfüllen können; was der Mandelstein-Textur entspricht.

PRODUKTE DER MAGMATISCHEN DIFFERENTATION.

Als solche erscheinen zuweilen im Körper eines Massengesteins in schlierenförmiger Verteilung helle und dunkle Abänderungen des gewöhnlichen Gesteins, erstere vorwiegend aus sauren Feldspaten und Quarz, letztere zumeist aus den Mg-Fe-Ca-Silikaten bestehend. Auch die randlichen Zonen von Stöcken, Lagern oder Gängen zeigen oft eine ähnliche Scheidung in leukokrate und melanokrate Gesteinsfazies, zuweilen in mehrfachem Wechsel und mehr oder weniger stark abweichend von dem Habitus der Hauptgesteinsmasse. Endlich darf hier noch daran erinnert werden, daß jedes Tiefengestein seine bestimmte Ganggefolgschaft besitzt, die mit ihm genetisch verbunden und stofflich von ihm abhängig ist, in ähnlicher Weise, wie auch die verschiedenen Gesteine eines und desselben Eruptionsgebietes oder einer „petrographischen Provinz" (Judd) untereinander einen gewissen Grad von „Blutsverwandtschaft" (Consanguinity, Iddings) offenbaren, indem bestimmte Basen in denselben konsequent vorherrschen, was mineralogisch im Vorhandensein bestimmter Mineralspezies oder Mineralgesellschaften seinen Ausdruck findet. — Alle diese Erscheinungen werden als magmatische Differentation, auf Spaltungsvorgänge im Magma, zurückgeführt. Weiter auf dieselben und ihren genetischen Zusammenhang einzugehen, ist hier nicht der Ort. Dagegen darf hervorgehoben werden, daß der Übergang in kristalline Schiefer solche Züge im Habitus eines Gesteinskörpers nicht verwischt, sondern sie vielmehr mit aller Deutlichkeit im Schiefer fortbestehen läßt, so daß sie noch Zeugnis ablegen können für einen primär magmatischen Ursprung desselben.

KONTAKT- UND INJEKTIONSZONEN; TUFFMANTEL.

Die Erstarrungsgesteine haben während und nach ihrer Intrusion die Gesteine ihrer nächsten Umgebung in den meisten Fällen mehr oder weniger intensiv beeinflußt und verändert: hier durch bloße Hitzewirkung eine Umwandlung des strukturellen und texturellen Gefüges hervorgebracht, verbunden mit Neubildungen

typischer Kontaktmineralien, dort dagegen auf unzähligen Klüften, durch Spalten und Spältchen, auch auf kapillarem Wege die Gesteine mit ihren Kristallisatoren imprägniert, oder ihnen parallel den Flächen kleinsten Widerstandes Quarz- oder Feldspatsubstanz, oft auch beide zusammen, injiziert. So ist die Umgebung besonders der sauren Tiefengesteine, der Granite, Syenite und Diorite oft in unglaublicher Weise von pegmatitischem und aplitischem Material durchadert und durchschwärmt; hierdurch wurde in den Injektionszonen eine höchst innige Mischung von eruptivem und sedimentärem Material zustande gebracht. Viele sogenannte Lagen- und Streifengneiße, zahlreiche gebänderte Amphibolite, sowie die Arterite (Sederholm) liefern für diesen Vorgang oft typische Belege. Auch solche Zonen können bei der Umbildung zum kristallinen Schiefer in ihrem speziellen Gepräge noch mehr oder weniger deutlich erhalten bleiben. Selbst da, wo eine direkte Mischung vulkanischer Aschen und Agglomerate mit tonigen oder kalkigen Sedimenten sich vollziehen konnte, wie in den Umgebungen vulkanischer Ergüsse, wird diese heterogene Herkunft des Materials am fertigen Schiefer in den Lagerungsverhältnissen und im mikroskopischen Gesteinsbilde wohl meistens noch deutlich zu erkennen sein (Schalsteine und Schalsteinschiefer). Die chemische Analyse dagegen liefert bei diesen gemischten Bildungen in der Regel ein wenig befriedigendes Resultat; auch hier ist vergleichendes Studium ganzer Gesteinsserien am Platze.

B. DIE METAMORPHOSE.

Der Prozeß der Metamorphose, dem die kristallinen Schiefer ihren speziellen Mineralbestand, ihre eigentümliche Struktur und ihre besondere Textur verdanken, besteht seinem tieferen Wesen nach in einer Umlagerung, Umkristallisierung oder Ummineralisierung der im vorstehenden behandelten Gesteine, ohne wesentliche Änderung ihrer chemischen Substanz. Diese Entstehung des kristallinen Schiefers entspricht einem Streben nach einer neuen Gleichgewichtslage, das aus veränderten physikalischen und chemischen Bedingungen hervorgeht und im fertigen Schiefer sein Ziel erreicht hat. Daraus ergibt sich von selbst, daß die van't Hoffschen Gesetze für die Änderung des Gleichgewichts in physikalisch-chemischen Systemen, sowie das Massenwirkungsgesetz und die Gibbsche Phasenregel auch hier zur Geltung gelangen müssen. Ausgeschlossen sind jene stofflichen Veränderungen, welche erfolgen unter wesentlicher Mitwirkung der Atmosphärilien (Bildung von Oxyden, Hydroxyden, Karbonaten und Sulfaten), die zu den Verwitterungsprozessen zählen. — Überblickt man die Faktoren, welche im Bunde mit viel Zeit die Metamorphose bestimmen, so erkennt man neben einem Lösungsmittel wiederum das allgegenwärtige Kräftepaar Temperatur und Druck, sowie die Individualität der Substanz selbst.

Das Lösungsmittel. Da es sich bei den Vorgängen der Metamorphose in weitaus den meisten Fällen um Umkristallisierung oder Ummineralisierung von Substanzen handelt, so ist die Mitbetätigung eines Lösungsmittels eine selbstverständliche Voraussetzung. Zwar hat das alte Prinzip corpora non agunt nisi fluida viel von seiner uneingeschränkten Geltung verloren, seit durch Spring feingepulverte elementare Stoffe unter Anwendung hoher Drucke zur Vereinigung gebracht werden konnten und durch

van't Hoff die Existenz fester Lösungen und deren Diffusionsfähigkeit nachgewiesen wurde. Einerseits aber reichen solche Erfahrungen noch nicht aus, um die Umkristallisation eines Gesteins ohne ein Lösungsmittel begreiflich zu machen, und anderseits ist ein solches in der Gesteinsfeuchtigkeit oder der sogenannten Bergfeuchtigkeit („Bergschweiß"), die jedem Gesteine im natürlichen Verbande innewohnt, unmittelbar und überall gegeben. Die Gesteine haben bald einen größeren, bald einen kleineren Wassergehalt; so führen die Tone z. B. im Mittel 10 %, die Tonschiefer 4 %, Phyllite 3 %, Erstarrungsgesteine 2—0,5 % Wasser. Dieses zirkuliert im Gesteinskörper in kleinen Spalten und Rissen, in Kapillaren und Subkapillaren, dort rascher, hier wegen der größeren Reibung sehr langsam oder gar nicht mehr. In diesem letzteren Falle wird dann der Stoffumsatz vermittelt durch Diffusion, indem die gelösten Stoffe nach Stellen geringerer Konzentration oder niedrigerer Temperatur hinwandern. Allein nicht nur das in Hohlräumen zirkulierende Wasser und das Adhäsionswasser (bestimmt unter 110°), sondern auch das chemisch gebundene Wasser OH-haltiger Verbindungen und der Silikate mit Kristallwasser (bestimmt über 110°) unterstützt die Metamorphose, indem es bei hoher Temperatur frei wird und als Lösungsmittel in Wirksamkeit tritt. Endlich sei noch darauf hingewiesen, daß intrusive Magmen stets große Wassermengen führen und bei der Abkühlung entbinden (juveniles Wasser nach Suess), in noch höherem Grade als die „Gesteinsfeuchtigkeit" gleichzeitig beladen mit mancherlei Mineralisatoren, mit CO_2, Alkalikarbonaten und -Silikaten, die seine Lösungsfähigkeit erhöhen. Erscheinen nun trotz aller dieser mannigfaltigen Quellen die gebotenen Wassermengen doch als sehr gering und deshalb auch ihre Einwirkung auf schwerlösliche Substanzen chemisch betrachtet als außerordentlich minimal, so darf nicht vergessen werden, daß sehr lange Zeiträume zur Verfügung stehen und daß durch hohe Temperaturen und erhöhte Drucke die Lösungskraft des Wassers in eminentem Maße gesteigert wird. Während Quarz und Feldspat in reinem Wasser und unter einfachem Atmosphärendruck unlöslich sind, wurde nach Pfaffs Versuchen von Quarz bei 290 Atmosphären in 4 Tagen so viel gelöst, daß 1 Teil Quarz sich in 4700 Teilen H_2O gelöst hat. Von Feldspat wurde bei 160 Atmosphären in 3 Tagen so viel in Lösung gebracht, daß 1 Teil Feldspat in 3436

Teilen Wasser sich gelöst hatte. Apophyllit ist nach Wöhler bei gewöhnlicher Temperatur selbst bei 10—12 Atmosphären so gut wie unlöslich; bei 180—190° dagegen wird er vollständig aufgelöst. Da das Wasser in tieferen Teilen der Erdrinde unter hohen Drucken und Temperaturen stehen wird, darf ihm daher auch eine große lösende Kraft zugeschrieben werden. Weiter ist in Betracht zu ziehen die Fähigkeit des Wassers, gelöste Salze in ihre Ionen zu zerlegen und sie so stets reaktionsbereit zu halten. Auch erlangt das Wasser nach Versuchen von Kahlenberg und Lincoln[1] in hohen Temperaturen die Fähigkeit, selbst die sonst kolloidale Kieselsäure zu jonisieren, was für die Silikatbildung in größeren Erdtiefen nicht ohne Bedeutung sein dürfte. Endlich ist von Arrhenius nachgewiesen worden, daß das Wasser mit zunehmender Temperatur immer ausgesprochenere Säurewirkung zeigt; bei 300° ist dieselbe gleich derjenigen der Kieselsäure, bei 1000° schon übertrifft sie dieselbe um das 80fache. Es werden daher Gesteine mit großem Wassergehalt unter gleichen Umständen leichter umkristallisieren als wasserarme, Tone also rascher als Tonschiefer oder Phyllite, Tiefengesteine erfahrungsgemäß am schwersten; sie neigen stark zu bloß mechanischer Zertrümmerung.

Die Temperatur wirkt vor allem durch die größere Aktivierung des Lösungsmittels, zunächst einfach dadurch, daß sie die Viskosität des Wassers verringert, also seine Beweglichkeit hebt, und so rascheres Fließen und eine größere Wirksamkeit des Lösungsmittels begünstigt. Erhöhte Temperatur beschleunigt aber auch an sich alle chemischen Vorgänge; nicht nur, daß nach der kinetischen Theorie die Bewegungsenergie der Moleküle proportional der absoluten Temperatur wächst, aller Erfahrung nach nimmt die Reaktionsgeschwindigkeit mit der Temperatur noch viel rascher zu, als es der Theorie entsprechen würde (häufig um 10—12 % per Grad). Hohe Temperaturen werden darum sicher auch die Umkristallisation eines Gesteins beschleunigen. Dabei wird das van't Hoffsche Temperaturgesetz in dem Sinne herrschend, daß bei niedrigeren Temperaturen sich jene Reaktionen vollziehen, durch welche Wärmeerzeugung stattfindet, umgekehrt bei höheren Temperaturen jene, die unter Wärmeverbrauch ver-

1) Kahlenberg, L., and Lincoln, T., Solutions of silicates of the alkalies, Journ. Phys. Chem. Vol. II, 1898.

laufen; letztere sind mit Volumenzunahme, erstere mit Volumenabnahme verknüpft. Hierdurch kann also die Temperatur den sich bildenden Mineralbestand des kristallinen Schiefers beeinflussen. Besonders die wasserhaltigen Mineralien sind empfindlich gegen Temperatureinflüsse und werden bei hohen Wärmegraden bestandunfähig. Temperaturschwankungen verursachen aber auch Änderungen in der Konzentration der Lösungen und damit Diffusionsvorgänge bezw. Anregungen zu Stoffumsatz.

Als Temperaturquellen kommen mehr lokal in Betracht vulkanische Intrusionen oder heiße Quellen; auch die innerhalb der Erdrinde zufolge tektonischer Verschiebungen stattfindende Bewegung und Reibung mögen zu einiger Wärmeproduktion führen; ihre Wirkung ist jedenfalls von geringerer Bedeutung. Hauptsächlich maßgebend und von allgemeinerer Wirkung ist die erdeinwärts auftretende Temperatursteigerung. Nach Arrhenius tritt per 100 m eine Steigerung von 2—4° ein. Das macht bei

1 km		30°
3 „	ca.	100°
10 „		300°
20 „		600°
40 „		1200° usw.

Mit zunehmender Tiefe wächst darnach der Einfluß der Temperatur ganz bedeutend, und demzufolge nähert sich in großen Tiefen der Verlauf der Metamorphose demjenigen der Kontaktmetamorphose. Es entspricht dies auch der Tatsache, daß in der Nähe von intrusiven Massen die kristallinen Schiefer den gleichen Charakter zeigen wie in tieferen Horizonten, das heißt die Merkmale stärkster Umkristallisation. Ähnliche Schiefer liegen jetzt gelegentlich auch an der Erdoberfläche; sie sind aber seinerzeit in viel tieferen Regionen zur Ausbildung gelangt.

Der Druck. Die große Bedeutung des Druckes für die Bildung der kristallinen Schiefer ist schon lange daraus erkannt worden, daß in stark dislozierten Gegenden die Metamorphose in der Regel einen hohen Grad erreicht. Ja, seine Wirkung wurde vielleicht gerade deshalb vielfach überschätzt, indem einige Forscher in ihm den einzigen Faktor der Umwandlung sehen wollten. — Während für die Entstehung der Massengesteine die Rolle des Druckes etwas unaufgeklärt erscheint, kann sein Einfluß für die Ausbildung der kristallinen Schiefer vollkommen klar ge-

stellt werden, wie aus den nachfolgenden Beziehungen unmittelbar hervorgeht: Drucksteigerung veranlaßt Auflösung, Druckerniedrigung dagegen Auskristallisation; daneben begünstigt nach van't Hoff Druck die Entstehung jener Verbindungen, bei welchen das Volumen sich vermindert, Entlastung umgekehrt die Erzeugung solcher Körper, bei deren Bildung sich das Volumen vermehrt. In großen Tiefen stehen sich hohe Temperatur und hoher Druck feindlich gegenüber.

Unter hohen Drucken bilden sich erfahrungsgemäß die Substanzen mit dem größten spezifischen Gewicht, also diejenigen mit dem kleinsten Molekularvolumen[1]; von den heteromorphen Modifikationen einer Substanz erscheint unter Druck stets die schwerste, so z. B. für TiO_2 der Rutil, für SiO_5Al_2 der Disthen. Man hat diese Regel das Volumgesetz genannt. Mehr als irgend ein anderes Moment scheint dieses die Entstehung der kristallinen Schiefer zu beherrschen und ihnen ihr charakteristisches Gepräge zu verleihen. Auch der dabei stattfindende Stoffaustausch steht offenbar unter der Führung des Volumgesetzes, wie nachstehende Gleichungen in einigen Beispielen zeigen, die den Übergang von Komponenten der Erstarrungsgesteine in Gemengteile der kristallinen Schiefer dartun sollen, unter Angabe der Änderungen in den Molekularvolumina.

Olivin + Anorthit		gibt	Granat	
Mg_2SiO_4	43,9		$Mg_2CaAl_2Si_3O_{12}$ . . .	121,0
$CaAl_2Si_2O_8$	101,1			
	145,0			
Augit + Anorthit		gibt	**Granat + Quarz**	
$CaMgSi_2O_6$	68,0		$Ca_2MgAl_2Si_3O_{12}$ . .	123,0
$CaAl_2Si_2O_8$	101,1		SiO_2	22,8
	169,1			145,8
Titaneisen + Anorthit		gibt	**Titanit + Hornblende**	
$2 FeTiO_3$	63,4		$2 CaSiTiO_5$	111,2
$2 CaAl_2Si_2O_8$	202,2		$Fe_2Al_4Si_2O_{12}$	140,5
	265,6			251,7
Nephelin + Albit		gibt	**Glaukophan oder Jadëit**	
$NaAlSiO_4$	59,0		$Na_2Al_2Si_4O_{12}$ . . .	137,0
$NaAlSi_3O_8$	100,3		oder $2 NaAlSi_2O_6$ . .	122,8
	159,3			

---

1) Molekularvolumen $= \frac{\text{Molekulargewicht}}{\text{Spezifisches Gewicht}}$.

Sehr klar spricht die Bedeutung des Volumgesetzes auch aus ähnlichen Gleichungen für ganze Gesteine, aus denen besonders springend ersichtlich ist, wie die für die Bildung eines kristallinen Schiefers vorhandenen Stoffe jenen Kombinationen zustreben, die den kleinsten Raum einnehmen. Sie geben auf der einen Seite die Komponenten des ursprünglichen Erstarrungsgesteins mit ihrem Molekularvolumen, auf der anderen Seite ebenso die des entsprechenden kristallinen Schiefers. Solche Gleichungen lassen sich leichter aufstellen für basische Gesteine, als für saure, weil sich der Mineralbestand z. B. der Gneiße von dem ihrer ursprünglichen granitischen Erstarrungsgesteine relativ wenig unterscheidet. Indessen reichern sich doch im Gneiß in der Regel Glimmer und Quarz an gegenüber dem Orthoklas, also auch hier das spezifisch Schwerere gegenüber dem Leichteren. Folgende Beispiele[1] mögen als solche Volumgleichungen für Gesteinsumwandlung in Schiefer angeführt werden.

Diorit kann übergehen in Pyroxengneiß

(Andesin, Hornblende, Hämatit)		(Albit, Augit, Magnetit, Quarz)	
Andesin $\begin{cases} NaAlSi_3O_8 \\ CaAl_2Si_2O_8 \end{cases}$	100,30 101,10	Albit $NaAlSi_3O_8$	100,3
Hornblende $\begin{cases} CaMg_3Si_4O_{12} \\ CaFe_3Si_4O_{12} \end{cases}$	140,50	Augit $\begin{cases} 2\,CaMgSi_2O_6 \\ CaFeSi_2O_6 \\ FeAl_2SiO_6 \end{cases}$	68,2
Hämatit $4\,Fe_2O_3$	121,12	Magnetit $3\,Fe_3O_4$	139,2
		Quarz $3\,SiO_2$	68,4
	463,02		376,1

Gabbro kann übergehen in Eklogit

(Augit, Olivin, bas. Plagioklas)		(Granat, Omphacit, Quarz)	
Augit $\begin{cases} 2\,CaMgSi_2O_6 \\ MgAl_2SiO_6 \end{cases}$	204,0	Granat $3\,R_3Al_2Si_3O_{12}$	369,0
Olivin Mg_2SiO_4	43,9	Ompharit $NaAlSi_2O_6$	64,8
Anorthit $2\,CaAl_2Si_2O_8$	202,2	Quarz $2\,SiO_2$	45,6
Albit $NaAlSi_3O_8$	100,3		479,4
	550,4		

1) Vgl. auch F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der krist. Schiefer; Sitzungsber. Wiener Akad. 7. Mai 1903.

Diabas	kann übergehen in	Amphibolit	
(Labrador, Augit, Titaneisen)		(Saurer Plagioklas, Hornblende, Granat, Titanit, Quarz)	
Anorthit 3 $CaAl_2Si_2O_8$ . .	303,3	Granat $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ . .	125,8
Albit $NaAlSi_3O_8$	100,3	Albit $NaAlSi_3O_8$	100,3
Augit 3 $MgCaSi_2O_6$ . . .	204,0	Hornblende { $Mg_3CaSi_4O_{12}$	135,0
Titaneisen 2 $FeTiO_3$ . .	63,4	Hornblende { $Fe_2Al_4Si_2O_{12}$	140,5
	671,0	Titanit 2 $CaTiSiO_5$ . . .	111,2
		Quarz SiO_2	22,8
			635,6

Diabas	kann übergehen in	Chloritschiefer	
(Labrador, Augit, Titaneisen) + Wasser		(Albit, Zoisit, Chlorit, Titanit, Quarz)	
Albit 3 $NaAlSi_3O_8$ . . .	300,9	Albit 3 $NaAlSi_3O_8$ . . .	300,9
Anorthit 3 $CaAl_2Si_2O_8$ . .	303,3	Zoisit 2 $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$.	274,0
Augit 2 $CaMgSi_2O_6$ . . .	136,0	Chlorit $H_4R_3Si_2O_9$ . . .	106,5
Titaneisen $FeTiO_3$ . . .	31,7	Titanit $CaSiTiO_5$	55,6
Wasser 3 H_2O	(54.0)	Quarz SiO_2	22,8
	771,9 (825,9)		759,8

Kalktonschiefer	kann übergehen in	Kalkglimmerschiefer mit Disthen	
(Kaolin, Calcit)		(Margarit, Disthen, Quarz) + Wasser und Kohlendioxyd	
Kaolin 3 $H_4Al_2Si_2O_9$ . .	323,7	Margarit $H_2CaAl_4Si_2O_{12}$.	140,0
Calcit $CaCO_3$	36,8	Disthen Al_2SiO_5	44,4
	360,5	Quarz 3 SiO_2	68,4
		Wasser 5 H_2O	(90,0)
			252,8 (342,8)

Löwinson-Lessing[1] hat als erster darauf hingewiesen, daß die Gesteinsgemengteile sich in 2 Gruppen bringen lassen, in deren einer das Molekularvolumen der Verbindung kleiner ist, als die Summe der Molekularvolumina der sie zusammensetzenden Oxyde, in der andern umgekehrt. Die Substanzen der 1. Gruppe sollen durch ein —, die der 2. durch ein + gekennzeichnet werden. Im Nachfolgenden geben wir die von Becke l. c. mitgeteilte Zusammenstellung der gefundenen und berechneten Molekularvolumina der wichtigsten Gesteinsbildner samt deren spezifischen Gewichten.

1) Löwinson-Lessing, Studien über Eruptivgesteine, Petersburg 1899, S. 327 u. ff.

Name	Formel	Spezifisch. Gewicht	Molekulargewicht	Molekularvolumen beobachtet	Molekularvolumen berechnet	Zeichen
Pyrit	FeS_2	5,05	120,12	23,2	—	+
Markasit	„	4,76	120,12	25,4	—	+
Magnetkies	Fe_nS_{n+1}	4,60	88,06	19,1	—	+
Quarz	SiO_2	2,65	60,40	22,8	—	
Rutil	TiO_2	4,20	80,10	19,1	—	
Anatas	„	3,89	80,10	20,6	—	
Brookit	„	4,10	80,10	19,5	—	
Hämatit	Fe_2O_3	5,29	160,—	30,3	—	
Ilmenit	$FeTiO_3$	4,70	152,10	31,7	33,6	—
Magnetit	Fe_3O_4	5,18	232,—	44,8	—	
Spinell	Al_2O_4Mg	3,52	142,56	40,6	36,5	+
Calcit	$CaCO_3$	2,72	100,—	36,8	73,2	—
Magnesit	$MgCO_3$	3,—	84,30	27,9	67,3	—
Dolomit	$(Mg,Ca)CO_3$	2,90	92,18	64,7	140,5	—
Siderit	$FeCO_3$	3,80	116,—	29,5	70,5	—
Forsterit	Mg_2SiO_4	3,24	142,60	43,9	45,4	—
Fayalit	Fe_2SiO_4	4,32	204,40	47,3	51,8	—
Monticellit	$CaMgSiO_4$	3,10	159,40	51,9	51,3	+
Wollastonit	$CaSiO_3$	2,80	116,40	41,5	40,0	+
Enstatit	$MgSiO_3$	3,15	100,76	64,0	68,2	—
	$FeSiO_3$		132,40	72,5	74,6	—
Diopsid	$CaMgSi_2O_6$	3,20	218,—	68,0	74,1	—
Hedenbergit	$CaFeSi_2O_6$	3,47	248,10	72,0	77,3	—
Gewöhnl. Augit		3,30	224,70	68,2	—	
Akmit	$NaFeSi_2O_6$	3,50	235,70	67,0	71,3	—
Jadeït	$NaAlSi_2O_6$	3,30	205,—	61,4	69,2	—
Tremolit	$CaMg_3Si_4O_{12}$	3,03	409,50	135,0	142,3	—
Anthophyllit	$Mg_4Si_4O_{12}$	3,09	427,—	135,0	136,4	—
Gew. Hornblende		3,30	—	140,5	—	—
Glaukophan	$Na_2Al_2Si_4O_{12}$	3,10	461,60	136,4	143,6	—
Sodalith	$3NaAlSiO_4 \cdot NaCl$	2,30	486,15	211,0	204,4	+
Nephelin	$NaAlSiO_4$	2,56	145,50	56,5	56,5	±
Leucit	$KAlSi_2O_6$	2,48	219,—	88,0	75,9	+
Orthoklas	$KAlSi_3O_8$	2,57	277,30	109,4	98,7	+
Albit	$NaAlSi_3O_8$	2,62	263,30	100,3	92,0	+
Anorthit	$CaAl_2Si_2O_8$	2,75	278,—	101,1	88,0	+
Andalusit	Al_2SiO_5	3,16	163,—	51,8	48,0	+
Sillimanit	„	3,24	163,—	50,2	48,0	+
Disthen	„	3,66	163,—	44,4	48,0	—
Staurolith	$HFeAl_5Si_2O_{13}$	3,70	475,60	123,0	132,1	—
Cordierit	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	2,60	602,60	233,0	187,0	+

Name	Formel	Spezifisch. Gewicht	Molekulargewicht	Molekularvolumen		Zeichen
				beobachtet	berechnet	
Grossular	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	3,60	452,20	125,8	145,2	—
Pyrop	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	3,76	443,80	118,0	127,5	—
Almandin	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	4,11	492,10	119,8	137,1	—
Beryll	$Be_3Al_2Si_6O_{18}$	2,70	539,90	200,0	—	
Zoïsit	$HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	3,40	457,60	137,0	149,6	—
Klinozoisit . . .	$HCa_2(Al, Fe)_3Si_3O_{13}$	3,39	458,10	135,9	149,6	—
Epidot	„	3,50	505,40	148,0	—	
Vesuvian	$H_4R_{12}Al_6Si_{10}O_{43}$	3,43	1627,60	474,9	546,0	—
Chrysotil	$H_4Mg_3Si_2O_9$	2,50	281,—	113,0	115,5	—
Antigorit	„	2,60	285,20	109,0	115,5	—
Talk	$H_2Mg_3Si_4O_{12}$	2,70	383,—	142,4	143,1	—
Chloritoid	$H_2FeAl_2SiO_7$	3,50	246,40	69,6	80,5	—
Pennin	Sp_3At_2	2,68	284,20	106,1	—	
Klinochlor . . .	$SpAt$	2,65	282,—	106,5	—	
Muscovit	$H_2KAl_3Si_3O_{12}$	2,83	396,90	140,0	142,0	—
Biotit	$(KH)_2Al_3Si_3O_{12}$ $Mg_6Si_3O_{12}$	3,06	468,30	152,2	—	
Perowskit	$CaTiO_3$	4,02	169,70	42,0	36,3	+
Titanit	$CaSiTiO_5$	3,50	196,70	56,6	59,1	—

An der Hand dieser Übersicht überzeugt man sich leicht, daß in den kristallinen Schiefern die Minus-Mineralien vorherrschen, in den Erstarrungsgesteinen und den Kontaktgesteinen dagegen die Plus-Mineralien. Für letztere Gruppe sind der Andalusit, Cordierit und Spinell außerordentlich typische Beispiele; ihr wirkliches Molekularvolumen übersteigt das berechnete theoretische beträchtlich. Indessen gehören doch bei weitem nicht alle in den kristallinen Schiefern auftretenden Substanzen in die — Gruppe; so sind z. B. alle Feldspate +; allein derjenige Feldspat, bei welchem die Differenz zwischen dem wirklichen und dem aus den Oxyden berechneten Molekularvolumen am kleinsten ist, der Albit, spielt in den kristallinen Schiefern die größte Rolle.

Die Druckwirkung ist nun verschieden, je nachdem sie ausgeht a) von allseitigem = hydrostatischem Druck oder aber

b) von einseitigem Druck, der von van Hise als Streß, von Becke als Pressung bezeichnet wurde.

a) **Hydrostatischer Druck** kommt überall da zur Geltung, wo ein Ausweichen unmöglich ist und das Betragen der Substanz daher gleich dem der Flüssigkeiten wird. Er ist hauptsächlich charakteristisch für große Tiefen, wo er vom Überlastenden ausgeübt wird, ist also wirksam zufolge der gegebenen Tiefenlage und nimmt mit zunehmender Tiefe gleichmäßig zu, wie aus nachfolgenden Zahlen erhellt.

An der Erdoberfläche beträgt der Druck per 1 cm² 1033 g, rund 1 kg.

In	1 m	Tiefe	beträgt	per 1 cm²	der	Wasserdruck	100 g.
„	10 „	„	„	„ 1 „	„	„	1 kg.
„	100 „	„	„	„ 1 „	„	„	10 „
„	1 km	„	„	„ 1 „	„	„	100 „
„	10 „	„	„	„ 1 „	„	„	1000 „
„	20 „	„	„	„ 1 „	„	„	2000 „
„	40 „	„	„	„ 1 „	„	„	4000 „
In	1 m	Tiefe	beträgt	per 1 cm²	der	Gesteinsdruck*	260— 280 g.
„	10 „	„	„	„ 1 „	„	„	2,6—2,8 kg.
„	100 „	„	„	„ 1 „	„	„	26— 28 „
„	1 km	„	„	„ 1 „	„	„	260— 280 „
„	10 „	„	„	„ 1 „	„	„	2600— 2800 „
„	20 „	„	„	„ 1 „	„	„	5200— 5600 „
„	40 „	„	„	„ 1 „	„	„	10400—11200 „

* Das spezifische Gewicht des Gesteins sei 2,6—2,8.

Es ist ohne weiteres verständlich, daß auch unter hydrostatischem Drucke die entstehenden Körper darnach streben, jene Gestalten anzunehmen, welche die dichteste Lagerung ihrer Moleküle repräsentieren. Da durch diesen Druck keine Richtung bevorzugt wird, beeinflußt er hauptsächlich die Volumenenergie der Körper, weniger ihre Formenenergie. Die ursprünglichen Formen der Mineralien und die alten Gesteinsstrukturen bleiben dabei gerne erhalten; die Tendenz zur Ausbildung von richtungslosem oder massigem Gefüge ist vorherrschend. Kleinere Mineralkörner werden rascher und leichter gelöst, als große, und verschwinden daher mehr und mehr aus dem Gestein; ihre Substanz setzt sich bei günstigen Kristallisationsbedingungen an den großen Komponenten ab. Dadurch entstehen unter hydrostatischem Drucke, also in großen Tiefen, gerne grobkörnige Ge-

steine. Dabei kann die Oberflächenspannung (Curie) unbeschränkt zur Geltung kommen. Das Gestein strebt dem Zustand kleinster freier Energie zu und verringert die Summe der Oberflächen seiner Komponenten, indem die kleineren unter ihnen von den größeren aufgezehrt werden. Die Metamorphose geschieht unter hydrostatischem Drucke langsam, da er der Beweglichkeit der Moleküle entgegenwirkt. Im ungestörten Gebirge zeigen auch die ältesten Schichtserien selbst bei großer Überlastung oft nur Anfänge der Umwandlung.

b) Streß oder einseitig gerichteter Druck (Pressung). Dieser setzt wenigstens eine Richtung geringsten Widerstandes voraus, so daß nach jener Seite hin ein Ausweichen möglich wird und Massenbewegung erfolgen kann. Physikalisch kann jeder einseitig gerichtete Druck zurückgeführt werden auf 3 senkrecht zueinander gerichtete Druckkomponenten: *a* maximaler, *b* mittlerer, *c* minimaler Druck (Fig. 2). Für den Fall, daß alle drei Komponenten gleich (oder nahezu gleich) groß sind, ergeben sich die Erscheinungen des hydrostatischen Druckes. In großen Tiefen, wo das Überlastende die Möglichkeit des Ausweichens beeinträchtigt, geht der Streß immer mehr in hydrostatischen Druck über. Für die Art der Streßentwicklung ist besonders entscheidend die Rolle der Komponente *b*.

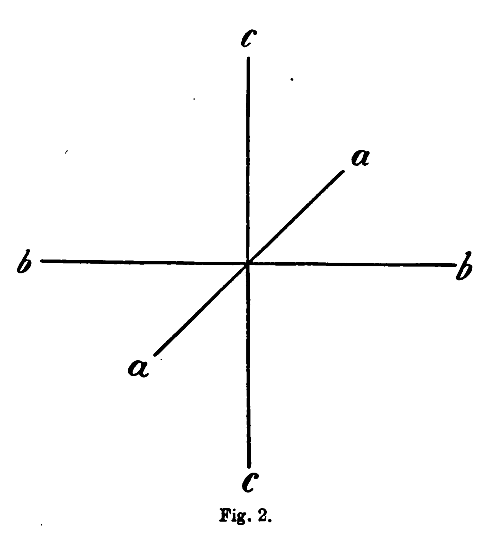


Fig. 2.

Wird $b = c$ (oder annähernd $= c$), so ergibt sich eine Richtung maximalsten Druckes *a* mit senkrecht dazu gestellten Minima *c* (I).

Wird $b = a$ (oder annähernd $= a$), so ergibt sich eine Richtung minimalsten Druckes *c* mit senkrecht dazu gestellten Maxima *a* (II.)

Wie nachher (S. 42) ausgeführt werden wird, begünstigt der Fall I die Ausbildung lamellarer bezw. pinakoidaler Formen, während

der Fall II zur Entstehung linearer bezw. prismatischer Formen führt. Hieraus ist zu ersehen, daß die Art der Druckverteilung maßgebend ist für die morphologische Wirkung des Streß bei Gelegenheit der Mineral-Neubildungen.

Die Arbeit des Streß (Masse × Weg) äußert sich nun in folgenden Erscheinungen:

a) In Dislokationen im Großen, Faltungen, Überschiebungen usw., geotektonische Vorgänge, die hier nicht näher zu verfolgen sind.
b) In der Überwindung der dabei vorhandenen Reibungswiderstände und der Erzeugung damit verbundener Temperaturerhöhung (siehe oben).
c) In der mechanischen Umformung der Gesteine.
d) In der Anregung und Begünstigung der chemischen und mineralischen Gesteinsumformung.

c) und d) können graduell sehr verschieden sein und überdies sich gegenseitig vielfach kombinieren.

Die mechanische Gesteinsumformung unter Streß wird erfolgen, wenn die Möglichkeit zu seitlichem Ausweichen relativ groß, zugleich wenig Lösungsmittel vorhanden ist und niedrige Temperatur herrscht. Sie äußert sich in ihrer mildesten Form in der Hervorrufung von Spannungen innerhalb der Elastizitätsgrenze, wie sie sich offenbaren in den undulösen Auslöschungen (Quarz), oder durch Verschiebungen unter Benutzung von Gleitflächen (Calcit, Disthen) und durch Erzeugung von Druckzwillingen (Calcit, Feldspate). Für diesen gelindesten Grad mechanischer Einwirkung ist charakteristisch, daß das betroffene Mineral seinen Kohäsionszusammenhang nicht verliert. Als folgende Stufe kann die bloß randliche Zertrümmerung und Zerreibung angesehen werden, wie sie zutage tritt in der sogenannten Mörtelstruktur der Gesteine, besonders vieler schwach veränderter Granite. Trifft die Zermalmung dagegen das ganze Mineral, indem seine Bruchfestigkeit nicht imstande ist, der Streßwirkung zu widerstehen, so spricht man von Zertrümmerung oder Kataklase. Gelegentlich verschieben sich dabei die einzelnen Bruchstücke der Trümmerhäufchen so lange aneinander, bis der Anpassung an den herrschenden Streß Genüge getan ist, wobei sie die Form von Linsen oder Lagen annehmen. Dann entwickelt sich eine Schieferung durch Kataklase.

Die Umformung auf chemischem und mineralischem Wege unter Streß bedeutet immer eine Neuordnung der Substanz, zumeist unter Stoffaustausch mit der nächsten Umgebung, vermittelt durch das Lösungsmittel. Die Wirkungen des Streß stehen hierbei nicht bloß unter dem Volumgesetz, sondern namentlich auch unter der Herrschaft des Prinzipes von Riecke.[1] Nach den Mitteilungen dieses Forschers wird der Schmelzpunkt eines Körpers durch die Deformation infolge von Druck und Zug herabgesetzt, die Löslichkeit vermehrt. Daher lösen an Stellen stärksten Druckes die Stoffe sich auf und setzen an Stellen schwächsten Druckes sich wieder ab. Durch solche minimale Stoffverschiebungen gibt das Gestein scheinbar einer Pressung direkte nach, als ob es plastisch wäre, während in Wahrheit jeweilen nur geringste Quantitäten der Substanz sich lösen, umlagern und wieder ausscheiden. So kommen auch die bruchlosen Umformungen zustande. Erleiden z. B. säulige Aggregate von Biotitblättchen, wie sie in manchen Massengesteinen zu Hause sind, in der Richtung der Prismenkanten einseitige Pression, so wird an der Grund- und Deckfläche der Säulchen Substanz weggelöst und in der Richtung senkrecht zu den Kanten, wo der geringste Druck herrscht, wieder abgesetzt. So verflachen die Säulchen allmählich sich zu Linsen, Flanschen und schließlich zu breiten Blättern. — Die oben entwickelte Verteilung der Druckintensitäten macht hierbei ihren Einfluß geltend durch die Erzeugung bald lamellarer, bald linearer Formen, durch die Anregung des Wachstums der Mineralien entweder nach pinakoidalen oder nach prismatischen Flächen. Aus Kali-Feldspaten werden dadurch unter Mitberücksichtigung des Volumgesetzes schuppige Sericite, aus Amphibolen die blätterigen Biotite; Labradore verwandeln sich in lamellöse Albite und stengelige Zoisite. Ein derartiger Prozeß auf alle Komponenten eines Gesteins übertragen gedacht, schafft im Falle I[2] eine Parallelanordnung der Gemengteile nach breiten Flächen (Kristallisationsschieferung Becke) senkrecht zur Richtung

---

1) Riecke, E., Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen, math.-phys. Klasse, 1894, 4, 278—284.

2) Vergl. S. 40.

maximalsten Druckes, im Falle II dagegen eine lineare Anordnung derselben in der Richtung des minimalsten Druckes (scheinbare Streckungen). So sind z. B. in vielen Amphiboliten die Hornblendesäulchen mit ihrer Längsrichtung parallel angeordnet.

Bei diesen Vorgängen findet substanziell entweder nur eine Umlagerung des gegebenen Stoffes statt, Calcit oder Quarz z. B. werden einfach deplaziert von Stellen stärksten nach solchen schwächsten Druckes, oder es vollzieht sich dabei zugleich eine einfache Ummineralisierung derselben. Die der Streßwirkung nicht angepaßte Modifikation eines Minerals löst sich auf und geht in die entsprechende heteromorphe Gegenform über. Augit wird in feinfaserigen Uralit oder Hornblende, Andalusit in pinakoidalen Disthen verwandelt. Sehr häufig macht sich aber ein wirklicher Stoffumsatz geltend, entweder unter bloßer Mitbeteiligung des Lösungsmittels: aus Orthoklas und Wasser werden Muskovit und Quarz, oder aus Granat und Wasser entstehen Hornblende und Oligoklas — oder endlich es findet der Stoffaustausch zwischen benachbarten Mineralien statt: aus Plagioklas, Augit und Wasser bildet sich Albit, Epidot und Quarz.

Vorgänge rein mechanischer oder rein chemisch-mineralischer Umformungen dürften für ganze Gesteine relativ selten sein. In den meisten Fällen arbeiten die beiden Wege für die Gesteinsformung sich gegenseitig in die Hände. So wird durch Schaffung von Spannungszuständen, die der Auslösung harren, raschere Kristallisation begünstigt und die chemische Aktion befördert. Verkleinerung des Kornes durch Zermalmung der Mineralien ist gleichbedeutend mit der Vergrößerung der Angriffsfläche für das Lösungsmittel und erleichtert gleichzeitig den Stoffaustausch zwischen den in Betracht fallenden Substanzen. Geht die Zerkleinerung kugeliger Körner bis auf 0,1 des bisherigen Radius, so sinkt nach Berechnungen von van Hise das Volumen des Kornes auf 0,001 des ursprünglichen, während die Gesamtoberfläche sich verzehnfacht. Eine Reduktion des Radius auf 0,01 bringt das Volumen des Kornes auf 0,000001 des ursprünglichen und vergrößert dagegen die Gesamtoberfläche um das Hundertfache.

Ob ein Gestein einem vorhandenen Streß durch mechanische oder chemische Umformungen sich anpassen wird, hängt von verschiedenen Faktoren ab. Ein reichlicher Wassergehalt wird der

chemischen Umwandlung förderlich sein: Tone und Tonschiefer kristallisieren leichter um als die wasserarmen Massengesteine. Desgleichen werden naturgemäß hohe Temperaturen die Umkristallisation unterstützen so daß in größeren Erdtiefen die chemische Umwandlung ganz allgemein vorherrscht, um so mehr, als dort die Möglichkeit des rein mechanischen seitlichen Ausweichens von vornherein geringer ist. Dagegen werden die mechanischen Deformationen begünstigt durch einen hohen Grad von Sprödigkeit und durch die besondere Fähigkeit der gesteinsbildenden Mineralien, auf dem Wege der Gleitung oder Zwillingsbildung einem einseitigen Drucke nachzugeben, während dagegen die chemische Umformung befördert wird durch leichtere Löslichkeit und größere Kristallisationsfähigkeit derselben. Beispiele:

In manchen Konglomeratgneisen erscheint das Bindemittel vollständig umkristallisiert, die Trümmer dagegen sind mechanisch umgeformt. In vielen alpinen Graniten zeigen die Quarze alle Erscheinungen der Kataklase, die Feldspäte dagegen Sericitisierung und Saussuritisierung.

Zuweilen kommt es vor, daß metamorphen Gesteinen alle Spuren von Kataklase fehlen; alsdann hat die Streßwirkung sich durch die chemische Umformung vollständig auslösen können. Das gilt z. B. von vielen Gesteinen des niederösterreichischen Waldviertels, von vielen Tonalit- und Granitgneißen der Ost- und Zentralalpen, von den meisten Grünschiefern und Kalkglimmerschiefern der Hohen Tauern und von einem großen Teil der „Séries crystallophylliennes“ der Westalpen. Dagegen dürften kaum je Gesteine getroffen werden, denen bei vorwiegend mechanischer Umformung die Spuren chemischer Umgestaltung vollkommen fehlen. So sind z. B. in den Massengesteinen des Kyffhäuser, welche nach den Mitteilungen von Lüdeke[1] dem Streß durch Kataklase bis zur Ausbildung von Gneißen nachgegeben haben, indem die Feldspate und Quarze zu linsen- und lagenförmigen Aggregaten zerdrückt wurden, doch die Orthoklase vielfach sericitisiert, die Plagioklase saussuritisiert, Pyroxene in Hornblende und diese wieder in Biotite umgewandelt, während als Neubildung Granat erscheint. Nach den Angaben von van Hise ist der

1) N. J. 1903 II. 44.

Energieverbrauch bei der chemischen Umwandlung ein geringerer, als bei der mechanischen; daher dürfte ein Gestein, wenn die äußern Umstände es gestatten, seine neue Gleichgewichtslage eher durch chemische als durch mechanische Umlagerung suchen. Nur wo Streß sich durch Umkristallisation nicht genügend oder noch nicht vollständig auslösen konnte, wird er sich auch noch mechanisch zu äußern bestrebt sein.

Ist die Beanspruchung unter Streß nur eine schwache, so bleibt die umgestaltende Wirkung desselben mechanisch oder chemisch auf einer niedrigen Stufe stehen, so daß das Ausgangsmaterial noch leicht zu erkennen ist.[1] Ist dieselbe dagegen sehr intensiv, so führt sie in der Metamorphose zur Ausbildung eines völlig neuen Gesteins, dessen stark veränderter Habitus in Mineralbestand, Struktur und Textur das ursprünglich zugrunde liegende Gestein nur sehr schwer wiedererkennen läßt. Granitaplitische Gänge verwandeln sich in typische Muskovitschiefer, Granitporphyre und porphyrartige Granite werden zu eintönigen Sericitschiefern, Diorite und Gabbro zu Amphiboliten, während sandige Mergel oder tonige Psammite in Gneiße und Glimmerschiefer umgewandelt werden können. Erst einer sorgfältigen Durchmusterung ganzer Gesteinsserien wird es alsdann gelingen, durch Aufdeckung vermittelnder Stadien Stufen aufzufinden, wo die Streßwirkung weniger intensiv sich geltend machte und so die oft viel verschlungenen Wege zu verstehen, die die Metamorphose gegangen ist.

---

1) Neben undulöser Auslöschung und Mörtelstruktur macht sich zuerst meist nur der Ersatz von Feldspat durch Glimmer, von Pyroxen durch Uralit und ähnliche Umkristallisationen geltend, welche keinen sehr intensiven Stoffaustausch voraussetzen. Sie geschehen pseudomorphosenartig, also unter Erhaltung der Form. Selbständige Neubildungen erscheinen nur in den Interstitien der Mineralkörner. Es sind dies häufig Quarze und Biotite. Daneben sind für die Anfänge der Metamorphose die besonders in Graniten auftretenden krautartigen (warzenartigen) Verwachsungen von Quarz und Feldspat, der „Myrmekit", (Sederholm) charakteristisch.

Im weiteren Verlauf der Umbildung führt das Zusammenwirken von mechanischer und chemischer Umformung durch Streß zu gleicher Größe der Gesteinskomponenten, indem die noch vorhandenen größeren Mineralkörner weiter zertrümmert, die kleineren durch Ankristallisation neuer Substanz wieder vergrößert werden. Gleiche Korngröße ist nach van Hise typisch für Gesteine, welche unter Streß metamorphosiert wurden.

Mit der Druckwirkung in engster Beziehung stehen die von Weinschenk in die Petrographie eingeführten Begriffe der Piëzokristallisation und Piëzo-Kontakt-Metamorphose. (πιεζω drücke zusammen.) Auf ihnen beruhen nach diesem Forscher insbesondere die Eigentümlichkeiten der alpinen granitischen Zentralmassive und der sie umgebenden Schieferhüllen.

Piëzokristallisation soll da eintreten, wo Intrusionen während der Faltung der Alpenketten stattfanden und zwar so, daß das gasdurchtränkte granitische Magma lakkolithartig in die Kerne der Antiklinalen hinein gepreßt wurde, ohne die Schichten effusiv zu durchbrechen, und sich z. T. auch aktiv, dieselben hebend, Raum schaffte. Die Intrusion soll dabei allmählich und langsam vor sich gehen, so daß sie lange Zeiträume in Anspruch nimmt. Das Magma unterliegt dabei dem fortwährend wirksam gedachten Tangentialschub und erstarrt so unter einseitigem Druck. In der Mitte der Intrusivmassen setzt sich derselbe in hydrostatischen Druck um; an ihren Rändern aber macht er in dem schon viskosen Magma seine richtende Wirkung geltend und verursacht Parallelstellung der Glimmerblättchen und der einsprenglingsartigen Feldspate (primäre Druckschieferung), um welche sich die Glimmerblättchen schmiegen (Augengneiße). Der spröde Quarz wird zertrümmert („Sandquarze" der Alpengranite); der durch das ganze Magma herrschende Druck bringt bei der Mineralbildung das Volumgesetz zur Geltung. Der Mineralbestand der „zentralmassivischen Granite" ist gegenüber dem der gewöhnlichen Granite durch die spezifisch schwersten Komponenten ausgezeichnet. Auch soll der Druck die primäre Entstehung wasserhaltiger Substanzen ermöglichen, indem er das Entweichen des juvenilen Wassers verhindert, das so in die Mineralbildung eintreten muß. (Einschlüsse primären Sericites, Epidotes, Zoisites usw. in den Feldspaten der intrusiven Gneiße.)

Piëzo-Kontakt-Metamorphose ist die von diesen intrusiven Massen ausgeübte Einwirkung auf die umhüllenden Gesteine. Dieselbe wird vor allem der ummineralisirenden Wirkung der aus dem Magma entweichenden Dämpfe zugeschrieben, welche neben Wasser aus den agents minéralisateurs bestehen und zugleich als Träger von Hitze angesehen werden. Die umhüllenden Gesteine werden dadurch in einen Zustand von Viskosität versetzt, der Stoffwanderungen und ihre vollständige Umkristallisation

gestattet. Der durch die Intrusion hervorgerufene Druck preßt die Dämpfe in die Nebengesteine hinein und die Langsamkeit des Eindringens des granitischen Magmas verursacht lang andauernde und mehrfach erneuerte Einwirkungen. Dadurch sollen nach Weinschenk die Piëzo-Kontakthöfe eine so große Ausdehnung gewinnen können, daß die Metamorphose der die Zentralmassive umgebenden Schiefer vollständig erklärbar wird. Der von den Mineralkomponenten der gewöhnlichen Kontaktgesteine abweichende Mineralbestand dieser Gesteine, welcher sich hauptsächlich durch die größere spezifische Schwere seiner Komponenten ausgezeichnet, wird ihrer Entstehung unter höherem Druck zugeschrieben. Veränderungen, welche durch dynamische Einwirkung und ihre Begleiterscheinungen hervorgerufen werden, kommen kaum dabei in Betracht.

Es muß Weinschenk zugegeben werden, daß der Begriff des Dynamo-Metamorphismus in der geologischen Literatur ein etwas vager ist und daß ihn bis jetzt jeder nach seinem Belieben faßte. Gewiß aber wird es gelingen, denselben scharf zu begrenzen, wenn einmal die physikalisch-chemischen Grundlagen vollständig festgelegt sein werden, welche die dynamische Metamorphose bestimmen. Weinschenks Angriffe richten sich hauptsächlich gegen die rein mechanische Gesteinsumwandlung, die ja heutzutage wohl von keinem Forscher mehr angenommen wird. Die Springschen Experimente werden durchaus nicht als die Grundlage des Dynamo-Metamorphismus angesehen; hat doch schon Lossen Umkristallisation mittels eines Lösungsmittels als wesentlichen Faktor für die Bildung der kristallinen Schiefer erklärt!

Es sind hauptsächlich zwei Beobachtungen, welche Weinschenk als beweisend gegen den Dynamo-Metamorphismus anführt: die in den Gesteinen der Schieferhülle so häufig auftretende „helicitische Struktur" und das Vorkommen von Kalkschiefern direkt am Kontakt mit dem Zentralmassiv (Vergleichende Studien über den Kontakt-Metamorphismus[1]). Daß sich aber beide Erscheinungen auch vom Standpunkte des Dynamo-Metamorphismus erklären lassen, glauben wir im Verlaufe unserer Darlegungen gezeigt zu haben.

---

1) Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft; Band 54, Heft 3, 1902.

Gegen die Annahme einer Entstehung der sehr mächtigen Schieferhülle durch Piëzo-Kontakt-Metamorphose läßt sich einwenden, daß auch sehr große granitische Intrusionen, bei deren Eindringen geologisch doch ebenfalls große Drucke vorausgesetzt werden müssen, relativ geringfügige Höfe normalen Kontaktes aufweisen. Die Idee des Piëzokontaktes hat wenigstens in der Ausdehnung, die ihr Weinschenk beimißt, den Charakter einer einseitigen Hypothese. Eine begrenzte Gültigkeit ist wohl den eben geschilderten Einflüssen und Vorgängen nicht abzusprechen; ihr Geltungsbereich ist aber in jedem einzelnen Falle zu prüfen.

Individuelle Faktoren der Substanz. Den Verlauf der Metamorphose bestimmen endlich noch eine Reihe von Faktoren, die mit der Substanz der umzuwandelnden Mineralien und Gesteine zusammenhängen. Dieselben sind natürlich so mannigfaltig und vielseitig wie die Substanz selbst, so daß hier nur einige Andeutungen darüber gegeben werden können.

Zunächst ist selbstverständlich maßgebend der Chemismus des ursprünglichen Gesteins. Aus reinem Quarzsandstein wird nur ein Quarzit oder Quarzitschiefer, aus reinem Ton nur ein Tonschiefer oder Phyllit entstehen.

Neben der Löslichkeit, der Gleitfähigkeit und der Neigung zu polysynthetischen Bildungen, sowie der Sprödigkeit und Härte der Gesteinskomponenten kommt insbesondere auch ihr molekularer Bau in Betracht. Die einen sind stabiler, die andern labiler gefügt, jene werden langsamer, diese rascher umgewandelt. Eine Reihe von komplizierten Silikatmolekülen unter den Gesteinsbildnern spalten sich leicht in ihre einfacheren Moleküle. Für die Augite und Hornblenden z. B. sind diese Spaltungsprodukte die gleichen, und dies macht den so überaus häufigen Übergang der Glieder dieser Familien ineinander leicht verständlich. Die Biotite setzen sich zusammen aus einem unbeständigen Olivinmolekül und einem beständigeren Muskovitmolekül. Sehr oft wird darum schon in den Anfangsstadien der chemischen Metamorphose dunkler Glimmer durch hellen ersetzt. Auch die leichte Spaltung der Kalknatronfeldspate $Ab_x An_y$ in Albit- und Anorthitmoleküle zählt hierher; erstere bleiben meist erhalten, während die letzteren in bekannter Art sich gerne weiter verändern, indem sie in Zoisit und Quarz übergehen. Ferner kann die strukturelle Anlage des ursprünglichen Gesteins von Einfluß sein, insofern als z. B. Gläser,

namentlich die wasserhaltigen, sehr leicht umkristallisieren. In porphyrischen Gesteinen fallen die feinkörnigen hemi-kristallinen oder holo-kristallinen Grundmassen gewöhnlich sehr bald der Metamorphose anheim, während die großen Einsprenglinge bald mehr, bald weniger erhalten bleiben. Schiefrig gebaute Gesteine bieten dem Lösungsmittel längs ihrer Schieferungsebene als der Ebene geringsten Zusammenhanges offene Wege; sie unterliegen daher im allgemeinen rascher der Metamorphose als massige Gesteine.

Die Bedeutung der durch die Individualität des Gesteins bedingten Faktoren für die Umwandlung tritt oft recht auffallend zutage da, wo (z. B. in Gebieten mit regelmäßigem Schichtbau) verschiedenartige Gesteine miteinander wechsellagern und denselben äußern Einwirkungen unterliegen. Alsdann zeigt nicht selten die eine Gesteinsart kaum die ersten Spuren der Umwandlung, während andere benachbarte schon sehr weitgehend metamorphosiert sein können. Bei der einen Schicht hat die Metamorphose den Weg der Kataklase, bei der andern den der chemischen Umformung genommen. Ein Beispiel dafür sind die miteinander wechsellagernden Konglomerate und groben Aplite aus dem Präcambrium des schottischen Hochlandes, von welchen Geikie berichtet (Textbook of Geology II pag. 795). Das Cäment des Psephits ist schiefrig und umkristallisiert, die Feldspate und Quarze des Massengesteins sind zerrieben und zu feinen Lamellen ausgezogen.

Ein Vergleich mit den Bildungsvorgängen der Erstarrungsgesteine macht das Eigenartige des Entstehungsprozesses der kristallinen Schiefer am deutlichsten. In der Genesis eines Erstarrungsgesteins geschieht die Herstellung des Gleichgewichts im wesentlichen durch einen Übergang vom flüssigen in den festen Aggregatzustand; dabei wird das Magma als Ganzes betroffen. In der Ausbildung eines kristallinen Schiefers vollziehen sich die Vorgänge der Metamorphose dagegen so, daß zu gleicher Zeit stets nur ganz minimale Teile eines Gesteinskörpers gelöst und reaktionsfähig sind, während das Gestein als Ganzes genommen starr bleibt; da in jedem gegebenen Momente immer nur kleinste Stoffmengen in Reaktion stehen, vollzieht sich der Umsatz auch sehr langsam. Beim Werden des Massengesteins ist der Angriffsort der Kräfte das ganze flüssige Magma; diese wirken darum einheitlich in ihm, so daß dise Löslichkeitsverhältnisse, Massen-

wirkungen und Affinitätsbeziehungen sich unbeschränkt geltend machen können und eine bestimmte Kristallisationsfolge hervorrufen. Gleichgewichtszustände entwickeln sich jeweilen nur zwischen den eben ausgeschiedenen Komponenten und dem noch flüssigen Magmarest. Ganz anders bei der Metamorphose zum kristallinen Schiefer. Hier sind die Angriffspunkte für die Kräfte regelmäßig und sporadisch über das ganze Gestein verteilt; sie liegen da, wo durch das allgegenwärtige Lösungsmittel eben gerade Lösung stattfinden kann. Die Solutionen werden oft an ganz benachbarten Stellen von verschiedenem Gehalte sein, und das entstehende Produkt ist daher wohl häufig die Frucht zweier oder mehrerer mit einer gewissen Zufälligkeit zusammenstoßender und aufeinander einwirkender Lösungen. Darüber geht die Einheitlichkeit verloren und ergibt sich daraus vor allem der Mangel einer bestimmten, aus der Löslichkeit, dem Massenwirkungsgesetz und dem Affinitätenzug erwachsenden Reihenfolge in der Ausscheidung. In der Bildung der krstallinen Schiefer gibt es in dieser Beziehung kein Nacheinander, sondern nur ein Nebeneinander der Komponenten: alle Gemengteile können gleichzeitig entstehen, darum können alle einander einschließen. Auch bringt der Umstand, daß die Gesteinsfeuchtigkeit das ganze Gestein gleichmäßig durchdringt, es mit sich, daß durch dieselbe stets alle Gemengteile miteinander in Wechselwirkung treten, in ihrer Substanz sich aufeinander abstimmen oder einstellen können. Dadurch wird in jedem Stadium der Metamorphose ein allgemeiner Gleichgewichtszustand geschaffen, der sich somit stets über das ganze Gestein verbreitet. Der chemische Gehalt des Ausgangsgesteins bleibt dabei erfahrungsgemäß im allgemeinen erhalten, so daß aus dem Chemismus des Schiefers ohne weiteres auf die Natur des Ursprungsgesteins zurückgeschlossen werden kann. Am ehesten noch tritt Zufuhr oder Abfuhr von Alkalien ein. Gneiße z. B. sind gerne etwas alkaliärmer als die Granite, aus denen sie hervorgehen. An der Grenze zweier verschiedenartiger Gesteinskörper macht wieder die ausgleichende Tendenz sich geltend. Wo Kalk oder Dolomit an ein Tongestein stößt, vermag durch Stoffaustausch ein Amphibolit sich zu bilden.

Bei der Entstehung der Erstarrungsgesteine wirkt die Temperatur vorwiegend nur in einer Richtung, indem Abkühlung erfolgt, ausgehend von einer Temperaturhöhe, die über dem Schmelzpunkt der sich bildenden Komponenten liegt.

Bei der Bildung der kristallinen Schiefer bleibt die Temperatur im allgemeinen unter dem Schmelzpunkt der umkristallisierenden Mineralien. Die Umbildung des Gesteins kann aber, veranlaßt z. B. durch Verschiebungen innerhalb der Erdrinde, sowohl durch ein Steigen als auch durch ein Sinken der Temperatur verursacht werden.

Zusammenfassend läßt sich sagen: irgend ein Material, sei dasselbe ursprünglich durch Erstarrung oder durch Anhäufung von Bruchstücken oder sonstwie immer entstanden, wird, wenn es hinreichend lang dem Einfluß einer bestimmten Temperatur und Pression ausgesetzt bleibt, einen entsprechenden Gleichgewichtszustand erreichen, so daß dieselbe Stoffkombination, mag sie ursprünglich so oder anders sich gebildet haben, unter den gleichen Umständen schließlich zu dem gleichen Mineral Aggregat, zu demselben Schiefer führen wird. Dieses Ziel wird in allen Fällen erstrebt durch Lösung und Wiederabsatz, durch Wechselwirkung von Gelöstem, durch Wechselwirkungen von Gelöstem und Festem und in beschränktem Maße vielleicht auch durch Wechselwirkung zwischen Festem, so lange, bis die Menge des sich Lösenden und des sich wieder absetzenden gleich ist. Dann sind alle gegebenen Umwandlungsprozesse abgelaufen und es ist keine Verbindung mehr vorhanden, welche unter den obwaltenden Temperatur- und Druckverhältnissen noch umwandlungsfähig ist. Treten in diesen Bedingungen irgendwelche Änderungen ein, so verschiebt sich damit auch die Gleichgewichtslage. Dadurch werden neue Vorgänge angeregt, die das bereits Geschaffene wieder mehr oder weniger stark verwandeln, bereits vollzogene Prozesse auch wieder in ihr Gegenteil verkehren können. Es ist allgemein bekannt, daß durch Verschiebungen von Druck und Temperatur Prozesse zur Reversion getrieben werden. Hierfür einige Beispiele, welche häufig bei der Gesteinsmetamorphose beobachtet werden:

$$\begin{array}{ccccc} \text{Kalk} & \text{Quarz} & \longleftarrow & \text{Wollastonit} & \\ CaCO_3 + & SiO_2 & \equiv & CaSiO_3 + CO_2 \nearrow & \\ \underbrace{36{,}76 \quad & 22{,}64} & \longrightarrow & 40{,}70 & \\ \multicolumn{2}{c}{59{,}40} & & & \end{array}$$

Unter geringem Druck bildet sich unter Volumenvermehrung das Karbonat, unter hohem Druck wegen Volumenverminderung das Silikat. Im letzteren Falle verläuft der Prozeß rechtssinnig, im ersteren umgekehrt.

$$\underset{\text{Orthoklas}}{AlKSi_3O_8} + \underset{\text{Sillimanit}}{SiO_5Al_2} + H_2O \xrightarrow{} \underset{\text{Muskovit}}{(SiO_4)_3Al_3KH_2} + \underset{\text{Quarz}}{SiO_2}$$

$$\underbrace{108{,}3 \quad 44{,}3 \quad 18}_{170{,}6} \leftarrow \quad \underbrace{140{,}3 \quad 22{,}64}_{162{,}94}$$

Aus der stattfindenden Volumenreduktion ergibt sich, daß bei niedriger Temperatur unter dem Einfluß hohen Druckes der Prozeß rechtssinnig verläuft und zur Muskovit- resp. Sericitbildung führt, eine in unsern alpinen Graniten häufig beobachtete Streßwirkung. In hohen Temperaturen aber ist der OH-haltige Muskovit unmöglich, weil die Tension des Wassers zu groß wird und dann verläuft der Prozeß linkssinnig und führt z. B. zur Entstehung von Sillimanit-Gneiß oder von Granuliten (Sachsen).

$$3\underset{\text{Biotit}}{(SiO_4)_3Al_3Mg_2KH_2} + 4\underset{\text{Quarz}}{SiO_2} \leftarrow = 2\underset{\text{Granat}}{(SiO_4)_3Al_2Mg_3} + 3\underset{\text{Orthoklas}}{Si_3O_8AlK} + \underset{\text{Sillimanit}}{SiO_5Al_2} + 3H_2O$$

$$\underbrace{539{,}9 \quad 91{,}2}_{631{,}1} \rightarrow \underbrace{215{,}5 \quad 324{,}9 \quad 44{,}3 \quad (54)}_{638{,}7\ (584{,}7)}$$

In großen Tiefen verwandelt sich unter der Herrschaft des Volumgesetzes oder der hohen Temperatur der Biotit unter Aufnahme von Quarz in Granat, Orthoklas und Sillimanit, das heißt der Prozeß verläuft rechtssinnig; in geringerer Tiefe dagegen wird umgekehrt der Vorgang linkssinnig sich abspielen und aus Granat, Orthoklas und Sillimanit der Biotit entstehen unter Abscheidung von Quarz.

In den Wirkungsbereich der Verschiebungen von Druck und Temperatur zählen auch noch einige andere, für die Entstehung der kristallinen Schiefer charakteristische Änderungen im Gleichgewichtszustand. In den Erstarrungsgesteinen kennt man viele Mineralkomponenten, welche als isomorphe Mischungen verschiedener Moleküle, als feste Lösungen solcher, aufgefaßt werden, wie z. B. die Granate, Augite, Hornblenden, Epidote, Feldspate. Sehr häufig trifft man nun in den kristallinen Schiefern die Erscheinung, daß solche feste Lösungen sich in ihre einzelnen Posten zerlegen, sich entmischen, wobei dann die einzelnen Substanzen, innig verbunden, aber selbständig nebeneinander auftreten in den sogenannten perthitischen, mikroperthitischen und poikilitischen Durchwachsungen. In vielen Fällen dürfte es die Temperaturerniedrigung sein, welche solche Entmischungen erzeugt. Anorthoklas $Si_3O_8Al(K,Na)$ z. B. ist eine bei hoher Temperatur mögliche Mischung von Molekülen des K-Orthoklas (A) und Molekülen des

Na-Orthoklas (B). Ein Sinken der Temperatur bedingt die Trennung der beiden und Bildungen von A mit wenig B und von B mit wenig A, die in der mannigfaltigsten Art und Weise, oft auch schachbrettartig, miteinander verwachsen sind. — Ähnlich ist wohl die Tatsache zu deuten, daß Augite, Hornblenden, Biotite und Granate in den kristallinen Schiefern so überaus häufig von Rutil oder Titanit durchspickt erscheinen. Wie durch zahlreiche chemische Analysen erhärtet ist, führen diese Mineralien als Komponenten der Massengesteine in der Regel einen gewissen Gehalt an Ti, welches wahrscheinlich in Form von Titanaten den bezüglichen Silikaten in fester Lösung beigemischt ist; in niedrigeren Temperaturen aber, und unter Mitwirkung des Volumgesetzes, tritt Entmischung ein und der Ti-Gehalt jener Mineralien scheidet sich in der Form von Titanit oder Rutil aus. Dem entsprechend sind die Augite, Hornblenden, Biotite und Granate der kristallinen Schiefer sehr häufig ganz mit Ruitileinschlüssen durchspickt.

C. DAS PRODUKT DER METAMORPHOSE IN SEINEN VERSCHIEDENARTIGEN ENTWICKLUNGSFORMEN.

1. DER MINERALBESTAND DER KRISTALLINEN SCHIEFER.

Zahlreiche Beobachtungen und Erfahrungen lehren, daß gegewisse Mineralien der kristallinen Schiefer sich hauptsächlich in den tieferen Partien der Erdrinde bilden. Es sind zum großen Teile dieselben, welche sich auch in den Massengesteinen finden. Bei vielen unter ihnen ist das wirkliche Molekularvolumen nur wenig kleiner als das aus den Oxyden berechnete oder übersteigt dasselbe sogar. Ihre Bildung kann daher wenig vom Volumgesetz beherrscht werden; sie wird mehr durch hohe Temperatur bestimmt, welche auf Volumenvermehrung hinwirkt. Orthoklas und Anorthoklas, alle Plagioklase, unter den Glimmern besonders die Biotite, die Augite (mehr als die Hornblenden), Olivin, Sillimanit, die Spinelle, der Cordierit, die Granate entstehen und bestehen zum Teil nur bei höheren Temperaturen. Andere Mineralien wieder entsprechen hohem Druck, wie ihr beständiges Auftreten in stark dislozierten Gebieten beweist. Es sind dies hauptsächlich Muskovit, Disthen, Zoisit, Epidot, Hornblende; stark OH-haltige Mineralien, wie Talk, Chlorit, auch Serpentin, dürften für niedrige Temperaturen charakteristisch sein.

Stellt man sich für die verschiedenen Metalle die möglichen Silikatformen zusammen, so ergeben sich OH-reiche, OH-arme und OH-freie Moleküle. Denkt man sich nun ein Mineral-Aggregat mit OH-haltigen Molekülen unter allmählich immer höher werdende Drucke und Temperaturen versetzt, das heißt in immer größere Erdtiefen versenkt, so werden die Gleichgewichts-

zustände sich dabei dermaßen verschieben, daß OH-reichere Verbindungen sich nach und nach durch OH-ärmere und endlich durch OH-freie ersetzen, z. B. Chlorit durch Biotit, Zoisit und Epidot durch Plagioklase, Muskovit durch Orthoklas und Mikroklin, eine Abstraktion, die durch eine große Menge vielseitigster Beobachtungen bestätigt wird.

Im allgemeinen kann man sagen, daß infolge der Reversibilität der chemischen Prozesse unter Druck- und Temperaturänderungen, (das heißt nach dem van t'Hoff'schen Temperatur- und Druckgesetz) jedes Mineral sein kritisches Niveau besitzt, das es nicht verlassen kann, ohne der Umwandlung anheim zu fallen. Daraus folgt aber weiter, daß auch die Mineralaggregate oder die verschiedenen Gesteine der kristallinen Schiefer in ähnlicher Weise an bestimmte Drucke und Temperaturen, also an bestimmte Zonen gebunden sind. Diese physikalischen Verhältnisse ändern sich in der Erdrinde mit zunehmender Rindentiefe innerhalb bestimmter Grenzen mit einer gewissen Konstanz, und es herrschen in den verschiedenen Tiefenlagen ganz bestimmte Faktoren vor, die den dort geschehenden Umbildungen ihr charakteristisches Gepräge geben. Kommt nun ein Mineralaggregat oder Gestein zufolge orogenetischer Vorgänge, durch Hebungen oder Senkungen in der Erdrinde, unter neue Verhältnisse des Druckes und der Temperatur, so wird es sich denselben wieder neu anpassen, sich demgemäß umstempeln müssen. Nur eine geringe Zahl von Mineralien verhält sich gegen diese Einflüsse so unempfindlich und hat in bezug auf diese Faktoren ein so großes Existenzintervall, daß sie bei allen Veränderungen, welche ein Gestein innerhalb der Erdrinde treffen können, beständig bleiben. Sie gelten als Kosmopoliten oder „Durchläufer"; zu ihnen gehören nur OH-freie Körper einfachster Zusammensetzung, insbesondere Quarz, Rutil, Titanit, Magnetit, Calcit[1], Albit, die aller Erfahrung gemäß auch durch alle Tiefenstufen hindurchgehen.

Sederholm[2] war der erste, welcher den Gedanken einer verschiedenartigen Metamorphose in den verschiedenen Tiefen-

1) Calcit ist bei hoher Temperatur bestandunfähig; doch wird seine Zersetzung durch den hohen Druck in der Tiefe verhindert, da dann das CO_2 nicht entweichen kann.

2) Sederholm J. J., Studien über arch. Eruptivgesteine aus dem südw. Finnland. T. M. P. M. XII. 140, 1891.

stufen der Erde zum Ausdruck brachte. Von dem amerikanischen Geologen van Hise wurde in seiner Arbeit über Gesteins-Metamorphose[1] die Verschiedenheit von kristallinen Schiefern mit gleichem chemischem Gehalt zum ersten Mal in konsequenter Weise auf ihre Entstehung in verschiedenen Zonen der Erdrinde zurückgeführt. Er stellte (von der obersten Verwitterungszone abgesehen) zwei physiko-chemische Zonen auf. In der obern bewirken Temperatur- und Druckverhältnisse hauptsächlich Assoziationen mit positiver Wärmetönung (Mineralbildungen durch Wasseraufnahme usw.); in der untern dagegen herrschen die Dissoziationen mit negativer Wärmetönung (Wasserabgabe, Zerfall einer Komponente in mehrere usw.). Daneben werden noch drei Zonen aufgestellt, für welche die mechanische oder chemische Wirkung des Druckes maßgebend sein soll: in der obersten, der Zertrümmerungszone, bewirkt der Druck vorwiegend Kataklase, in der mittleren kombinieren sich die mechanischen und die chemischen Druckwirkungen, und in der untersten herrscht Umkristallisation unter Streß vor. Sie heißt darum Zone des „Gesteinsfließens" (rock flowage). Theoretisch mag die Einteilung in zwei physiko-chemische Zonen nach exothermen und endothermen Prozessen (nach Assoziationen und Dissoziationen) eine prägnante sein; praktisch dürfte sie allzu unscharf werden; denn die positiven Wärmetönungen herrschen auch wohl bei denjenigen Prozessen noch vor, welche sich in den tiefern Teilen der Erdrinde abspielen; nur ist die Kalorienzahl der dabei freiwerdenden Wärme dort eine geringere als oben. Außerdem finden auch in geringer Tiefe genug Mineralzerfällungen statt (z. B. von Kali-Feldspat in Sericit und Quarz), deren Wiedervereinigung zum ursprünglichen Mineral gerade der größeren Tiefe eigen ist. Überdies sind auch sonst die Wirkungen von Druck und Temperatur, sowie die mechanische und chemische Beeinflussung der Gesteine so innig miteinander verknüpft, daß es sehr wohl angeht, das Charakteristische ihrer Wirkungsweise in einer Zonenreihe zum Ausdruck zu bringen.

Die nachfolgende Zoneneinteilung gründet sich in der Hauptsache auf die Temperaturhöhe und Druckstärke in den verschiedenen Tiefen der Erdrinde; daneben kommt in Betracht die Art des

1) Metamorphism of rocks and rock flowage: May 1898; Bulletin of the geolog. Soc. of Amarica. Vol. 9.

Druckes, ob Streß oder hydrostatischer Druck, und endlich das Zusammenwirken oder der Antagonismus von Druck und Temperatur. Auch muß es innerhalb der Erdrinde eine Tiefenstufe geben, wo Druck und Temperatur in ihrer Wirkung sich mehr oder weniger das Gleichgewicht halten, während tiefer dann die Temperatur, höher der Druck ausschlaggebend wird. So gelangt man zu einer Dreigliederung der Zonen; dabei fällt ein alleroberster Gürtel der Erdrinde, wo nur der atmosphärische Druck und gewöhnliche Temperaturen bestehen, und gleichzeitig die Atmosphärilien in Oxydation, Hydrat- und Karbonatbildung mit starker Stoffzufuhr und -abfuhr ihren Wirkungsbereich haben, als bloße „Verwitterungszone“ wieder außer Betracht, was um so mehr begründet ist, als dort durch die Metamorphose kristalline Schiefer wahrscheinlich nicht mehr gebildet werden. Das Zonentableau gestaltet sich wie folgt:

a) Oberste Zone: Die Temperatur ist noch relativ niedrig, der Druck, soweit Streß in Betracht kommt, stark, während der hydrostatische Druck angesichts der geringen Mächtigkeit des Überlastenden kaum eine Rolle spielt. Hier ist die Möglichkeit des Ausweichens groß; daher wiegt die mechanische Gesteinsumformung vor, um so mehr, als auch die herrschende geringe Temperaturhöhe Umkristallisationen nicht begünstigt. Dies wird durch den reichlich vorhandenen Wasservorrat zum Teil wieder kompensiert. Die eintretenden chemischen Prozesse sind solche, welche unter starker positiver Wärmetönung verlaufen. Druck und Temperatur wirken dabei in gleichem Sinne, indem beide auf Volumenverringerung hinarbeiten. Die Neubildungen stehen also unter der Herrschaft des Volumgesetzes. Das reichlich zur Verfügung stehende Wasser (Massenwirkung!) und die niedrige Temperatur begünstigen das Zustandekommen OH-reicher Komponenten. Soweit er nicht einfach aus den mechanischen Trümmern des Ursprungsgesteins besteht, ist der Mineralbestand der obersten Zone somit gekennzeichnet durch geringes Molekularvolumen und großen Wassergehalt. Er setzt sich demnach hauptsächlich zusammen aus Sericit (Muskovit), Chlorit, Talk, Eisenglanz, Albit, auch aus Hornblende, Zoisit und Epidot, welche unter Mithilfe der Durchläufer Quarz, Magnetit und Calcit denn auch die für die oberste Zone charakteristischen Gesteine formieren. Es sind dies die Quarz-Phyllite, Sericitphyllite und Sericit-Quarzite, die Kalkphyllite, Albitphyllit,

Talkschiefer, Chloritschiefer usw., neben Gesteinen von ursprünglich gröberem Korn, welche vorwiegend durch Kataklase verändert wurden und nur wenig Neubildungen aufweisen.

B) Die mittlere Zone. Die Temperatur ist hier bedeutend höher als in der obern Zone; doch werden im allgemeinen die ausgesprochen exothermen Prozesse vorherrschen. Druck und Temperatur wirken daher meist noch in gleichem Sinne auf Volumenverminderung hin. Der Druck ist vorwiegend Streß; dieser ist der maßgebende Faktor der mittleren Zone, welcher ihren Gesteinen das charakteristische Gepräge verleiht. Die Möglichkeit des Ausweichens ist bei der größeren Mächtigkeit des Überlagernden geringer; daher wirkt der Streß, unterstützt von der Temperatur, hauptsächlich umkristallisierend. Auch der hydrostatische Druck beginnt, den eben beschriebenen Verhältnissen gemäß in Wirksamkeit zu treten. Kataklase kommt wenig zur Geltung; die chemische Deformation hält mit der mechanischen nicht nur vollkommen Schritt, sondern überwiegt sie mehr und mehr. Die Produkte der Entmischung machen sich deutlich bemerkbar. In der mittleren Zone treten also vollkommen umkristallisierte Gesteine auf, deren Mineralbestand ganz durch das Volumgesetz bestimmt ist, das heißt sie enthalten die spezifisch schwersten Komponenten. Ein mäßiger OH-Gehalt ist diesen häufig eigen, da weder die Temperatur noch der Druck hoch genug sind, die fester gefügten OH-haltigen Moleküle zu spalten. Die Formen der Mineralien und dadurch auch das Gesteinsgefüge unterliegen dem Einfluß des Rieckeschen Prinzips. Es herrschen die lamellaren oder blätterig-schuppigen, die linearen oder stengelig-faserigen Komponenten vor. Die mittlere Zone ist das Gebiet der typischen Kristallisationsschieferung. Die ihr besonders angehörigen Mineralien sind: Muskovit, Mikroklin, Mikroperthit, Albit, Oligoklas; Biotit, Zoisit, Epidot, Hornblende, Staurolith, Granat, Disthen, Titanit, Magnetit, Ilmenit. Zu ihren Gesteinen zählt die Hauptmasse der kristallinen Schiefer im engern Sinne; die Glimmer- und Hornblendengneiße mit Staurolith, Granat usw.; die meisten Glimmerschiefer, Amphibolite, Glaukophangesteine usw.

c) Die tiefste Zone: Die Temperatur ist sehr hoch; daher wird die Wärmetönung der chemischen Prozesse sehr wenig positiv bis negativ sein und es besteht die Tendenz nach Volumenvermehrung. Der hydrostatische Druck ist groß wegen der enormen

Mächtigkeit des Überlastenden; aus eben diesem Grunde setzt der Streß sich in annähernd allseitigen Druck um. Das Rieckesche Prinzip tritt daher weniger in Aktion. Druck und Temperatur wirken einander entgegen; darum kann auch das Volumgesetz nicht mehr in so ausgesprochener Weise zur Herrschaft gelangen: die Temperatur wird der maßgebende Faktor dieser tiefsten Zonen sein. Der Wassergehalt der Gesteine ist in großer Tiefe an sich schon geringer; außerdem verhindern dort die hohen Wärmegrade das Zustandekommmen OH-haltiger Mineralien; Biotit ist der einzige etwas hydroxylhaltige Komponent, der dieser Zone noch eigen ist. Das Charakteristische ihres Mineralbestandes ist demnach Wasserlosigkeit und bedeutenderes Molekular-Volumen, da die hohe Temperatur gegen die kontrahierende Wirkung des Druckes ihre dilatierende Kraft zur Geltung zu bringen vermag. Viele Mineralien dieser tiefsten Stufe gehören in die positive Gruppe von Löwinson-Lessing, und sind dieselben, welche in den Erstarrungs- und Kontaktgesteinen die Hauptrolle spielen. Es ist eine schon längst gekannte Beobachtung, daß z. B. die am tiefsten liegenden Gneiße sich nach ihrem Mineralbestand sowie nach ihrem Gesteinsgefüge immer deutlicher den Graniten nähern, da der hydrostatische Druck für die Erhaltung des ursprünglichen Gesteinsgefüges wirkt und das Wachsen großer Mineralkomponenten auf Kosten der kleinen begünstigt. Die der tiefsten Zone eigentümlichen Mineralien sind: Orthoklas, alle Plagioklase, Biotit, Augite, Olivin, Granat, Cordierit, Sillimanit, Magnetit, Ilmenit; die ihr angehörigen Gesteine: Granulite, Eklogite, Biotit-, Augit-, Sillimanitgneiße (oft mit Hornfelsstruktur) usw.

Im Gesteinsbild einer jeden dieser Zonen wird sich selbstredend auch der Einfluß der Verwitterungszone geltend machen, wenn die Gesteine durch orogenetische Vorgänge nachträglich nahe an die Erdoberfläche gehoben wurden; am nächsten liegt ihr natürlich die oberste Zone, welche ganz allmählich in die Verwitterungszone übergeht und am häufigsten und intensivsten die Mischung der Produkte beider Zonen führt.

Von Becke wurde der Vorschlag gemacht, Gesteinskomponenten, die den neuen Gleichgewichtszustand des Gesteins besonders typisch bezeichnen, typomorphe Gemengteile zu nennen. Gesteine die aus lauter typomorphen Gemengteilen sich aufbauen, dürften passend als typomorphe Gesteine bezeichnet werden.

Zur bessern Übersicht des Mitgeteilten folgen hier die Tabellen für die maßgebenden Faktoren der einzelnen Zonen, für den Mineralbestand derselben, für die charakteristischen Gesteine jeder Zone, sowie eine vergleichende Zusammenstellung des Mineralbestandes der kristallinen Schiefer mit denjenigen der Erstarrungsgesteine.

MASSGEBENDE FAKTOREN DER EINZELNEN ZONEN.

	Temperatur	Wärme-tönung	Hydrostat. Druck	Streß	Vorwiegende Druckwirkung
Oberste Zone	mäßig	+	gering	stark	mechanisch
Mittlere Zone	höher	+ (—)	stärker	sehr stark	chemisch (Volumgesetz) (Prinzip Riecke)
Tiefste Zone	sehr hoch	—	sehr stark	schwächer	chemisch (langsame Umkristallisation unter Erhaltung der Form)

TABELLE FÜR DEN MINERALBESTAND DER ZONEN.

	Al	Al+Fe	Mg	Mg+Ca	Mg+Al	Ca+Al	Na+Al	K+Al	K+Al+Fe+Mg	Na+Fe	Fe	Ti
Oberste Zone	Disthen	Chloritoid Granat	Antigorit		Chlorit	Zoisit Epidot	Albit	Sericit	Biotit		Pyrit Hämatit	
Mitlere Zone	Disthen	Staurolith Almandin		Hornblende	Pyrop	Zoisit Epidot	Albit Glaukophan	Muscovit	Biotit	Hornblende	Hämatit Pyrit	Titanit
Tiefste Zone	Sillimanit	Almandn	rhomb. Pyroxen Olivin	Pyroxene Diopsid Omphacit	Pyrop Cordierit	Anorthit	Albit Jadeit	Mikroklin Orthoklas	Biotit	Akmit	Magnetkies Magnetit	Rutil Ilmenit

TABELLE FÜR DIE GESTEINE DER ZONEN.

Oberste Zone	Quarzphyllit, Sericitphyllit, Kalkphyllit Chloritoidschiefer, Chloritschiefer, Talkschiefer, Serpentin, Topfstein, Epidotfels Konglomeratschiefer, Porphyroide Quarzite, Kataklastische Massengesteine alle Art.
Mittlere Zone	Muscovitschiefer, Muscovitbiotitschiefer, Biotitschiefer Granat-, Staurolith-, Aktinolithschiefer, Nephrite, Glaukophanschiefer Amphibolite, Granulite, Epidotfels, Granatfels Glimmergneiße, Hornblendegneiß, Granatgneiß, Epidotgneiß Marmore, Quarzite.
Tiefste Zone	Biotitgneiß, Pyroxengneiß, Sillimanit-, Cordierit-, Granatgneiß Biotitschiefer, Granulite, Granatglimmerschiefer, Granatfels Eklogite, Jadeite, Augitfels, -Marmore, Quarzite.

VERGLEICHENDE TABELLE FÜR DEN MINERALBESTAND.

Nur in Erstarrungsgesteinen	In Erstarrungsgesteinen und kristall. Schiefern	Nur in den krystallinen Schiefer
Tridymit	Quarz	
Leucit	Orthoklas, Mikroklin, Muscovit	Sericit
Nephelin, Melilith, Sodalith Nosean, Hauyn	Plagioklase, Perthite und Mikroperthite	Paragonit, Schachbrettalbit Zoisit, Epidot
		Tremolit, Aktinolith, Uralit
basalt. Hornblende	Hornblende	Nephrit, Glaukophan, Anthophyllit
	Augit	Jadeit
	Biotit	Chlorit, Chloritoid, Sprödglimmer
	Granat, Sillimanit, Andalusit	Staurolith, Disthen
	Cordierit	
	Olivin	Serpentin, Talk
	Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Pyrit	
	Apatit, Zirkon, Rutil	
	Titanit.	
	P. S. Selbstverständlich werden nur primäre Komponenten der Erstarrungsgesteine in Betracht gezogen.	

Diese letzte Zusammenstellung macht natürliche keinen Anspruch auf Vollständigkeit; doch ist die große Zahl gemeinsamer Formen immerhin auffallend und erklärt sich zum Teil dadurch, daß eine große Reihe won Mineralsubstanzen sowohl aus Schmelzfluß als auch aus wässeriger Lösung entstehen kann, aber auch daraus, daß für die tiefste Zone die Verhältnisse denen der Massengesteine ähnlich werden. Unter den Mineralien, die nur den kristallinen Schiefern zukommen, finden sich fast ausschließlich lamellare und lineare Formen als Leistungen der chemischen Wirkungen des Streß; sie gehören besonders der mittleren Zone an.

Um den Einfluß der Verhältnisse in den verschiedenen Zonen in ein deutliches Licht zu stellen, ist es lehrreich, zu sehen, wie einzelne Mineralien und Gesteine sich in den verschiedenen Zonen verhalten, mit andern Worten, zu verfolgen, wie sie sich ändern können, wenn orogenetische Vorgänge sie aus einer Zone in die nächst höhere oder tiefere versetzen. Beim Aufsteigen von der tiefsten Zone in die beiden überliegenden können z. B. nachfolgende Beobachtungen konstatiert werden:

a) AN MINERALIEN.

Der Ilmenit der Tiefe entmischt sich zu Rutil und Magnetit oder geht bei Vorhandensein von Kalk über in Titanit und Magnetit. Der „Titanomorphit“ (d. h. ein zentrales Ilmenitkorn, umgeben von einer Titanitzone) ist eine z. B. in Amphiboliten sehr häufig auftretende Erscheinung.

Olivin verwandelt sich in der mittleren Zone in Hornblende oder geht in Wechselwirkung mit Feldspat in Granat über. Erstere Umwandlung wurde von Becke an Gabbrogesteinen des Waldviertels, vorher schon von Törnebohm an schwedischen Gesteinen beobachtet; letztere ist in den Saussurit-Gabbro des Allalingebietes sehr deutlich zu sehen. In der obersten Zone serpentinisiert sich der Olivin, ein wegen seiner Häufigkeit so bekannter Vorgang, daß es besonderer Beispiele nicht bedarf.

Der Granat vieler Eklogite verwandelt sich in der mittleren Zone in ein Gemenge von Hornblende und Feldspat, oder von Biotit und Feldspat, nachher in Zoisit und Epidot, zu oberst ganz oder teilweise in Chlorit.

Der Übergang des Augites der Tiefe in Hornblende und schließlich in Chlorit kann in den Eklogit-Amphiboliten und Amphiboliten des Ötztales sehr schön beobachtet werden und ist auch schon aus vielen Gabbrogesteinen bekannt.

Plagioklase der Tiefe zerfallen in mittleren Zonen durch Entmischung in Albit und Anorthit; letzterer verwandelt sich dann häufig in Zoisit, ersterer bleibt entweder erhalten oder wird zu Sericit umgeformt.

Der K-Feldspat tritt in der Tiefe gern als Mikroklin auf, wird dann unter Entmischung zu Mikroperthit oder Mikroklin-Mikroperthit, oft auch zu Schachbrettalbit, höher oben zu Sericit.

Dergleichen Beispiele gibt es eine große Menge, und die Verfolgung solcher Erscheinungen bietet eine der vielen Aufgaben, die dem Studium der kristallinen Schiefer so großen Reiz verleihen!

b) AN GESTEINEN.

Verfolgt man die Umwandlungen, welchen ein in der Tiefe erstarrtes Gestein, etwa ein grobkörniger porphyrartiger Granit unterliegt, wenn er durch Abtragung des Hangenden oder durch Hebungen bei der Gebirgsbildung nach oben versetzt wird und der Reihe nach in die drei Zonen der Gesteinsmetamorphose gelangt, so fallen die folgenden Erscheinungen in die Augen:

In der tiefsten Zone nehmen die einsprenglingsartigen Feldspate und Quarze des Granites ovale Gestalten an und lagern sich mit ihrer Längsrichtung annähernd einander parallel; dabei verschwinden die kleineren Individuen dieser Mineralien mehr und mehr. Der Biotit legt sich ebenfalls ungefähr parallel einer Ebene und umhüllt die „Augen" der hellen Komponenten. In der großen Tiefe, in welcher diese Umformung stattfindet, sind die physikalischen Bedingungen, besonders die Temperatur, denen ähnlich, unter welchen das Gestein erstarrte; jedoch macht sich die Wirkung eines dem hydrostatischen Drucke genäherten Stresses geltend durch Umkristallisation der Komponenten, welche aber nun ihre Form und Lage ändern, indem eine schwach angedeutete Kristallisationsschieferung hervorgebracht wird. Der Art nach bleibt der Mineralbestand des Granites vollkommen erhalten, das heißt, es erscheinen bei der Neukristallisation wieder dieselben Komponenten; nur gehen dabei die kleineren Körner in den größeren auf. Das Endresultat dieser Umwandlung ist also ein grobkörniger Gneiß, der in Mineralbestand und Textur noch viele Anklänge an den ursprünglichen Granit zeigt, da in großer Tiefe

sich das alte Gefüge nur schwer verändert. Verloren gegangen ist nur der porphyrartige Habitus, weil die großen Komponenten die kleineren aufgezehrt haben. Beispiele für solche oder ähnliche Umwandlungen zeigen viele Granitgneiße der tiefsten Horizonte des Grundgebirges, z. B. in Finnland.

In der mittleren Zone macht sich zunächst die ausgesprochene Streßwirkung geltend, wodurch große Quarze und Feldspate zertrümmert werden. Jedoch überwiegt die Umkristallisation die mechanische Deformation, bis zum Verschwinden jeglicher Spuren der letzteren und das Resultat der Wechselwirkung beider unter Streß sind mehr oder weniger linsen- oder lagenförmige Aggregate neugebildeter Quarze und Feldspate von annähernd gleicher Korngröße. So geht auch hier der Unterschied zwischen den einsprenglingsartigen Kristallen gegenüber der Umgebung verloren, aber so, daß sich die großen Kristalle in mehrere kleine auflösen, die kleineren dagegen wachsen. Dabei kehren die festen Lösungen der Feldspate wegen der niedrigeren Temperatur häufig nicht mehr als solche wieder, sondern zerfällen sich in ihre einfachen Moleküle. Orthoklas- und Albitsubstanz des ursprünglichen Alkalifeldspates verwachsen mikroperthitisch; unter den Plagioklasen bleibt der Oligoklas gern erhalten, häufig tritt aber auch Spaltung der Ca-Na-Feldspate in Albit und Zoisit ein. Die größeren Biotittafeln des porphyrartigen Granites gehen durch Umkristallisation in Aggregate kleinerer Biotite über, die durch ihre streng parallele Anordnung zusammen mit den Linsen von Feldspat und Quarz eine sehr ausgesprochene Schieferung des Gesteins veranlassen. So erwächst in der mittleren Zone ein stark kristallisationsschieferiger mittelkörniger Gneiß von oft so stark verändertem Gefüge, daß seine Herkunft mit voller Sicherheit, außer durch Übergänge, oder Lagerungsform, oft nur mehr durch die chemische Analyse erschlossen werden kann. Viele der hier angegebenen Erfahrungen sind von Sederholm an umgewandelten Graniten in den oberen Teilen des finnländischen Grundgebirges beobachtet worden.

Ein ausgezeichnetes Beispiel für die Metamorphose eines granitischen Gesteins in der obersten Zone sind die Gesteine der Rofna[1] (Graubünden). Es sind ursprüngliche Granitporphyre,

---

1) G. Rüetschi, Zur Erkenntnis des Rofnagesteins; ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. Eklogae Helv. VIII. 1.

welche jetzt alle Stadien einer hauptsächlich mechanischen Metamorphose aufweisen. In einem Teil der Gesteine zeigen erst die Quarze undulöse Auslöschungen, in einem andern haben sie Mörtelkränze oder sind gar zertrümmert, während die Orthoklase zu linsigen, geschwänzten Formen ausgequetscht sind. In einem dritten Teil endlich sind beide farblose Komponenten zu feinen Lagen von Trümmer-Aggregaten deformiert. Die im Granitporphyr vorhandenen Plagioklase sind nur in den wenig umgewandelten Typen als kataklastische Formen erhalten geblieben; sie unterlagen bald der Umkristallisation zu neuem frischem Albit, Glimmer und Zoisit. Der Biotit des Ursprungsgesteins erwies sich als noch bestandunfähiger, denn er ging sehr bald in Aggregate von Epidot, Magnetit und Titanit (in „Insekten-Eierform") über. Die aus Orthoklas, wenig Plagioklas und Quarz bestehende Grundmasse des Granitporphyrs verfiel wenigstens in den Endstadien zusammen mit einem Teil der Trümmer der Einsprenglinge einer vollständigen Umkristallisation zu sericitischem Glimmer und Quarzen, welche jetzt die Quarz- und Orthoklaslinsen trennen. Sowohl die Trümmeraggregate als die Neubildungen stellten sich mit ihren Flächen senkrecht zur Streßrichtung, sodaß das Endresultat der Umwandlung hier ein stark parallel texturierter Gneiß ist, dessen Schieferung teils aus mechanischer, teils aus Kristallisationsschieferung entsprungen ist. Die Unterschiede in der Korngröße des ursprünglichen Gesteins sind auch hier verwischt; doch lassen sich die alten Einsprenglinge in den Quarz- und Orthoklaslagen noch deutlich erkennen. Auch die „Gotthardgranite" mit ihren „Sandquarzen", Mörtelkränzen und verbogenen Feldspatlamellen, den sericitisierten Orthoklasen und saussüritisierten Plagioklasen, sowie den epidotisierten und chloritisierten Biotiten zeigen in ihren etwas geschieferten Formen meist in sehr typischer Weise mildere Umwandlungserscheinungen dieser obersten Zone.

Als zweites Beispiel von Gesteinsumwandlungen möge ein Gestein der Gabbroreihe dienen, das als Diabas während der präkarbonischen Periode über die damalige Erdoberfläche sich ergossen hat. Während der späteren Erdperioden wurde dasselbe nicht allein durch nachfolgende Sedimente allmählich tiefer eingedeckt, sondern konnte auch durch tektonische Verschiebungen innerhalb der Erdrinde in die tiefern Zonen eingefaltet und dadurch bis in die unterste Tiefenstufe der Metamorphose ein-

gesenkt werden. Diese Vorgänge dürften den Anstoß zu folgenden Beobachtungen geben: In der obersten Zone tritt neben Zertrümmerung der plagioklastischen Gemengteile des Diabases auch eine chemische Umwandlung derselben in Epidot und Albit ein. Vorhandener Olivin wird sich serpentinisieren; die Diabas-Augite gehen in Chlorit über. Da die Lamellen dieses blätterigen Gemengteiles sich in ihren Flächen senkrecht zur Richtung des Stresses entwickeln und zusammen mit dem Epidot den in Linsenform auftretenden Albit umschmiegen, entsteht als Endprodukt ein Grünschiefer. Kataklastische Phänomene werden in ihm wenig hervortreten, da die gewöhnlich ziemlich feinkörnigen Komponenten des ursprünglichen Diabases leicht der Umkristallisation anheimfallen. — In der mittleren Zone werden Umkristallisation und Stoffaustausch intensiver; kataklastische Spuren fehlen, die Neubildungen sind grober. Der Diabas-Augit geht in Hornblende über, die Olivine treten mit den Anorthitmolekülen der basischen Plagioklase zu Granat zusammen, während der albitische Bestandteil derselben für sich ausscheidet und den hellen Gemengteil des so entstandenen Granatamphibolites[1] bildet. Sehr oft ist in solchen Gesteinen zu beobachten, wie sich die Hornblendeprismen unter der Herrschaft des Stresses mit ihrer Längsrichtung parallel gelagert haben (Kristallisationsschieferung). Zahlreiche Amphibolite des Ötztales, des Schwarzwaldes, der Montblanc-Gruppe usw. belegen diese Art der Metamorphose. — In der tiefsten Zone wird der Diabas zum Eklogit. Der Augit ist bestandfähig; d. h. bei seiner Umkristallisation erscheint wieder ein Pyroxenmineral; nur verbindet sich ein Teil seiner Moleküle mit dem Albit des diabasischen Plagioklases zum Jadeit, der dann in fester Lösung mit dem gewöhnlichen Augit isomorph gemischt als Omphacit auskristallisiert. Olivin und Anorthit liefern wiederum Granat, manchmal entwickelt dieser sich auch aus dem Augit (Gleichung siehe p. 34). Die Textur der meisten Eklogite ist massig, das heißt, die Anordnung ihrer Komponenten richtungslos, als Zeuge für das Vorherrschen des hydrostatischen Druckes in ihrer Entwicklungszone.

---

1) Vgl. Hezner, L., Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. T.M.P.M. XXII. 5. u. 6. Heft.

Viele alpine Eklogite mögen als Beispiele für diese Umwandlungsart dienen. Folgende vier Analysen sollen die vollkommene chemische Übereinstimmung eines Diabases und seiner Derivate dartun:

	Diabas Leven, Madras	Grünschiefer Rötön, Schweden	Amphibolit Schwarzwald	Eklogit Eibiswald, Steierm.
SiO_2	50,86	49,18	49,65	50,13
TiO_2	0,63	—	2,18	—
Al_2O_3	15,65	15,09	15,59	14,37
Fe_2O_3	10,85 (Fe₂O₃ + FeO)	12,90	1,83	13,02 (Fe₂O₃ + FeO)
FeO			8,33	
CaO	11,76	10,59	10,02	12,85
MgO	6,03	5,22	6,04	6,46
K_2O	1,56	1,51	1,21	0,14
Na_2O	2,01	3,64	3,72	2,35
H_2O	0,30	1,87	0,51	—
	99,65	100,00	99,08	99,32
sp. Gew.	3,01	—	3,00	—

Als letztes Beispiel möge das Schicksal eines tonigen Sedimentes verfolgt werden unter der Annahme, daß es von seinem Bildungsherd an der Erdoberfläche durch neu hinzukommende überlagernde Gesteine und durch Faltungsprozesse immer tiefer in der Erdrinde eingesenkt werde bis hinab in die tiefste Zone. In der obersten Zone bildet sich der im wesentlichen aus Kaolinschüppchen und Quarzkörnchen bestehende Ton, der auch Glimmerblättchen und Feldspatpartikel sowie Eisenhydroxyd und Kalk enthalten wird, durch die Zwischenglieder des geschieferten Tones und Schiefertones zunächst zum Phyllit um. Wegen der natürlichen Plastizität der tonigen Substanz fehlt im allgemeinen die Kataklase. Die mechanische Wirkung des Streß löst sich in der für die Phyllite so charakteristischen feinen Fältelung aus. Die allothigenen Quarzkörner des Tones wachsen im Phyllit weiter, wobei sie unter der Herrschaft des Rieckeschen Prinzipes ovale Gestalt annehmen können. Unter Mitwirkung der vorhandenen Feldspatpartikel vermag der Ton in feinstschuppigen Sericit überzugehen, dessen Schüppchen sich unter Kristallisationsschieferung senkrecht zur Hauptrichtung des Stresses ordnen und auf den Schieferungsflächen den typischen Seidenglanz der Phyllite er-

zeugen. In ganz ähnlicher Weise können nebenbei auch Chloritschüppchen entwickelt werden. Ein derartiger allmählicher Übergang von Ton durch Tonschiefer zum Sericitphyllit und Sericitschiefer ist schon sehr häufig beobachtet und beschrieben worden. Wird der entstandene Sericitphyllit in die mittlere Tiefenstufe versenkt, so äußert sich die dort bestehende größere Kristallisationsmöglichkeit vor allem im Wachsen einzelner Komponenten auf Kosten anderer und im Verschwinden eines Teiles der allothigenen Gemengteile. Der Sericit wird daher großblättriger und geht so in deutlichen Muskovit über; viele alte unreine Quarzkörner werden aufgelöst und als reine Quarzsubstanz um restierende Körner von Quarz wieder neu abgeschieden. Vorhandener Chlorit wird bestandunfähig und verwandelt sich in Biotit. Kataklastische Spuren fehlen im allgemeinen; eine von früher oft übernommene Fältelung geht ungestört durch neugebildete Komponenten hindurch; die Umwandlung geschieht überall durch Umkristallisierung unter dem Einfluß des Rieckeschen Prinzipes. Der Phyllit ist zum Glimmerschiefer geworden, ein Vorgang, der in den Randzonen der kristallinen Zentralalpen vielfach schön verfolgt werden kann. Wenn man in den Quertälern von außen nach innen fortschreitet, nimmt man besonders deutlich wahr, wie die Phyllite allmählich großschuppiger werden und auf ihren sericitischen Schieferungsflächen sich immer deutlicher die Muskovite und auch Biotite zu einzelnen Blättern individualisieren. Wird unser Glimmerschiefer in die tiefste Zone versetzt, so fallen vor allem die Neubildungen von Feldspat auf. Der Muskovit geht unter dem Einfluß der hohen Temperatur in Orthoklas über, der nicht selten noch von einem wasserfreien Tonerde-Silikat (Sillimanit, auch Andalusit), zuweilen auch von Granat begleitet ist. Der Biotit erhält und vergrößert sich im allgemeinen. Kristallisationsschieferung kommt bei diesen Neubildungen entsprechend den Verhältnissen der tiefsten Zone etwas weniger deutlich zum Ausdruck, als bei der Entstehung der Glimmerschiefer der mittleren Stufe. Als solche sedimentogene Gneiße der tiefsten Stufe gelten viele Gneiße der Alpen, des Schwarzwaldes, Erzgebirges, Böhmerwaldes, Skandinaviens, Canadas usw., die den ältesten sedimentären Formationen angehören.

Die vollkommene chemische Analogie von Ton-Derivaten der drei Zonen erhellt aus folgenden Analysen:

	Schieferton Reval, Esthland	Phyllit Penna, Sachsen	Glimmerschiefer Munzig b. Meißen	Gneiß Oberwolfach, Schwarzwald
SiO_2	60,40	64,87	66,21	64,44
TiO_2	—	1,83	—	1,70
Al_2O_3	18,58	18,37	18,60	18,18
Fe_2O_3	7,16	0,84	—	—
FeO	—	5,37	5,34	6,24
CaO	0,43	0,62	0,44	0,67
MgO	2,89	2,22	1,24	2,98
K_2O	4,70	3,01	3,80	3,19
Na_2O	0,21	—	2,16	0,46
H_2O	5,04	4,20	2,04	2,10
	99,41	101,13	100,54	99,96
Hauptgemengteile		Sericit, Chlorit, Quarz } ?	Muskovit, Biotit, Quarz	Glimmer, Feldspat, Sillimanit, Quarz.

Der Weg, auf welchem die Mineralien beim Übergang von einer Gesteinsart in eine andere oder von einer Zone zur andern sich ineinander umwandeln, ist ein verschiedener:

Eine neue Komponente kann pseudomorphosenartig, also unter mehr oder weniger deutlicher Erhaltung der Form der ursprünglichen Komponente, an die Stelle der letzteren treten. Die schönsten Pseudomorphosen bilden sich unter geringem Druck, aber auch bei starkem hydrostatischem Druck; Streß dagegen ist zufolge seines Strebens nach Änderung der Form hierfür ein hinderndes Moment. Als Beispiel diene der Übergang von Augit in Hornblende (Uralitisierung), von Granat in Epidot oder Hornblende.

Sehr häufig ist in allen Tiefenstufen eine parasitäre Umwandlung, das heißt, innerhalb des Ursprungsminerals entstehen bald regellos, bald orientiert Neubildungen anderer Komponenten. Hierher gehören viele Übergänge von Orthoklas in Sericit, von Plagioklas in Saussürit, von Granat in Feldspat, Hornblende, oder in Chlorit, Epidot, von Diallag in Granat und Vesuvian usw.

Die Umwandlungsweise kann endlich auch eleuteromorph geschehen, d. h. die Neubildung ist in ihrer Formengebung gar nicht mehr an die Gestalt des Ursprungsminerals gebunden. Diese Umwandlungsweise drückt die intensivste Umkristallisation aus.

Sie herrscht hauptsächlich im Gebiete der Kristallisationsschieferung, auch in der tiefsten Zone, und kann durch Anlagerungen von Substanz an alte Kerne, durch vollkommene Umkristallisation und durch die chemische Wechselwirkung mehrerer Komponenten entstehen. Es gehört hierher der größte Teil des Mineralbestandes vollkommen umkristallisierter Gesteine; beinahe jeder ihrer Komponenten kann als Beispiel dienen.

Reste von Komponenten des ursprünglichen Gesteins, die im Gang der Metamorphose erhalten bleiben, werden passend als Relikte aufgefaßt; angesichts der Ursprungsgesteine muß es also sedimentäre Relikte und Erstarrungsrelikte geben, die man als primäre Relikte gegenüberstellen kann jenen Relikten, die beim Übergang des metamorphen Gesteins von einer Zone in die andere erhalten bleiben und als sekundäre Relikte gelten mögen. Ein aus dem ursprünglichen Gabbrogestein erhalten gebliebener Diallag zwischen den Omphaciten eines neu gebildeten Eklogites ist ein primäres (Erstarrungs-) Relikt; ein vom Eklogit her beim Übergang in die mittlere Zone zwischen den Hornblenden des neu entstandenen Amphibolites erhalten gebliebener Omphacit dagegen erscheint als sekundäres Relikt.

Die Umbildungen der Gesteine geschehen bei Versetzung aus einer Zone in die andere im allgemeinen sehr langsam; sonst würden die Charaktere der tieferen Stufen wohl niemals zu unserer Kenntnis gelangen können. Die silikatischen Komponenten der Gesteine sind offenbar nicht sehr empfindlich gegenüber Veränderungen von Druck und Temperatur. Darum können einmal erreichte Gleichgewichtszusände trotz äußerer Änderungen der maßgebenden Faktoren nicht allzuschnell aufgegeben werden; besonders wird man in Gesteinen, die ihre Ausbildung in einer tiefern Stufe erhalten haben, noch manche Züge dieses Ursprungs auffinden, wenn sie in obern Zonen getroffen werden. So lassen viele hauptsächlich mechanisch deformierte Granite der obersten Zone, desgleichen viele Amphibolite mit epidotisierten Plagioklasen und chloritisierten Hornblenden in derselben Zone (bald in den Relikten von Plagioklasen und Hornblenden, bald in der pseudomorphosenartigen Form der Neubildungen) die früheren Zustände noch deutlich erkennen. Auch greifen die einzelnen Mineralien und Gesteine jeder Zone verschieden weit in die nächstfolgende Zone über; es hängt dies naturgemäß zusammen mit der ver-

schieden großen Empfindlichkeit für die dort herrschenden Faktoren. Epidot steigt weiter hinab als Talk und Chlorit, weil er sein Wasser noch bei höherer Temperatur festzuhalten vermag; umgekehrt geht der Muskovit ganz wesentlich höher hinauf als der Biotit, und der Granat höher als der Augit. Das Übergreifen der Gesteine hängt von ihrem Mineralbestand ab; daneben kommen aber auch noch andere Faktoren in Betracht: grobkörnige wasserarme Erstarrungsgesteine werden beim Tiefersinken die Spuren mechanischer Umformung länger erhalten, als wasserhaltige und feinkörnige tonige Sedimente.

Wie überall in der Natur liegen auch hier im Wesen der Gesteine die Übergänge; sie vereinigen; nur wir sind genötigt, zu trennen, um zu übersehen und zu verstehen.

2. DIE STRUKTUR DER KRISTALLINEN SCHIEFER.

Die Struktur als das aus der Gesteinsgenesis resultierende Gefüge ist durch die Form und Größe der Komponenten eines Gesteins bedingt und wird stets die genetischen Verhältnisse desselben widerspiegeln. Für die Erstarrungsgesteine ist gezeigt worden, wie ihre typischen Strukturen hauptsächlich durch das Vorhandensein einer bestimmten Reihenfolge der Ausscheidung hervorgebracht werden, die ihrerseits wieder durch die Löslichkeit der Komponenten und ihr Mengenverhältnis im Vergleich zum eutektischen Verhältnis bestimmt ist. Ein gleichzeitiges Erstarren durch das ganze Magma, wobei also Löslichkeit und Massenwirkungen nicht mehr in Betracht kommen, ruft eine Struktur hervor, für welche die Einschränkung der Formenentwicklung aller Komponenten durch einander charakteristisch ist. Zwischen dieser und den Strukturen der kristallinen Schiefer existieren daher gewisse Analogien; denn bei einer Umkristallisation, bei welcher der Gesteinskörper als Ganzes starr bleibt, muß dieselbe Einschränkung in der Formentwicklung stattfinden, ja sie wird noch eine viel bedeutendere sein. Allein die allmähliche Umwandlung, vermittelt durch das in den Kapillaren und vielleicht spurenweise auch intramolekular vorhandene Lösungsmittel, wobei außerdem noch hauptsächlich der Druck die Formengebung der Neubildungen bestimmt, ist ein von der Auskristallisation aus Schmelzfluß selbst bei gleichzeitiger Erstarrung aller Komponenten doch so sehr verschiedener Vorgang, daß auch die resultierende

Struktur wieder sehr verschieden ausfallen muß. Wenn die wissenschaftliche Bezeichnungsweise der Ausdruck des Wesens des Bezeichneten sein soll, so empfiehlt es sich, auch der Struktur der kristallinen Schiefer einen eigenen Namen zu geben. Es wurde dafür der Ausdruck „Kristalloblastische[1] Struktur" vorgeschlagen (von *βλαστάνω*-wachsen, keimen, hervorsprossen), wodurch ein Bild für den Vorgang der Umkristallisation gegeben werden soll, der wesentlich in der Anlagerung von Substanz an alte oder neu entstandene Kerne besteht, verursacht durch den Zutritt von gesättigter Lösung. Die Formen, die sich dabei ausbilden, erstehen unter fortwährendem räumlichem und substanziellem Kampfe und in Berührung mit Nachbarindividuen und nur dann, wenn den betreffenden Substanzen eine bedeutende Kristallisationskraft[2] oder bestimmten Flächen ihrer Kristallgestalt eine große Bildungsenergie zukommt, vermögen sie ihre individuelle Gestalt zur Entwicklung zu bringen.

Die kristalloblastische Struktur charakterisiert sich hauptsächlich durch folgende besondere Merkmale:

1. Im allgemeinen fehlt die Entwicklung guter Kristallformen bei allen Komponenten, da jedes Korn in Berührung mit den Nachbarn entsteht und im Kampf um den Raum mit denselben. Substanzanlagerung findet dort statt, wo der geringste Druck es eben gestattet und wo Veränderung anderer Substanz möglich ist. Daraus entstehen linsenförmige, rundliche oder vielfach gebuchtete Gestalten. Die besondere Kristallgestalt eines Minerals wird häufig nur angedeutet, das Mineral „tendiert" nach derselben. So erscheint der Quarz gewöhnlich in rundlichen Körnern, ebenso der Granat, selbst bei Entstehung unter ausgesprochenem Streß; die Hornblenden, wenn sie ganz ohne kristallographische Flächen auftreten, sind doch immer länglich, häufig auch die Augite, so daß die prismatische Ausbildung wenigstens der Tendenz nach vorhanden ist. Dabei zeigt es sich, daß ge-

1) T. M. P. M. XXI. 356/57.

2) Lehmann sieht in der Kristallisationskraft eine festhaltende und zugleich richtende Kraft (molekulare Richtkraft). Wie an einer Reihe von Beobachtungen und durch theoretische Betrachtungen gezeigt wird, schreibt er ihr die Fähigkeit zu, eine ziemlich beträchtliche mechanische Arbeit zu leisten, unter anderem fremde Körper zu heben und zu verdrängen. Vergl. Lehmann, O., Flüssige Kristalle, Leipzig 1904, S. 137 u. ff.

wisse Mineralien in allen Gesteinen und unter allen Bildungsverhältnissen einen höheren Grad von eigener Formentwicklung erreichen, als andere. Einzelne wenige können als vollkommen ausgebildete Kristalle erscheinen; andere haben gewöhnlich nur einige, aber gerne immer wiederkehrende Kristallflächen entwickelt, während andere niemals gut kristallographisch begrenzt sind. Nie aber kommen kompliziertere Kristallformen zustande; nur die einfachsten Flächen sind vorhanden, abgeleitete fehlen durchwegs. Die kristallographische Formenentwicklung muß in den kristallinen Schiefern von ganz anderen Faktoren abhängig sein, als in den Massengesteinen. Nicht Massenwirkungen und Löslichkeitsverhältnisse und dadurch bedingte frühe Ausscheidung können dafür maßgebend sein, auch nicht das Kristallisationsvermögen im Sinne Tammanns[1]; denn dabei wird überall jener Grad von Freiheit der molekularen Beweglichkeit vorausgesetzt, der nur innerhalb einer flüssigen Lösung bestehen kann. Die als Ganzes starre Gesteinsmasse schränkt aber diese Beweglichkeit in hohem Maße ein. Ein Mineral kann seine eigene Form nur dadurch erlangen und behaupten, daß seine Moleküle andere, fremde, verdrängen, oft außerdem noch im Kampfe mit dem Streß, der nur gewissen Formen günstig, andern aber entgegen ist. Mit andern Worten, jene Mineralien werden die beste kristallographische Entwicklung erlangen, welche die größte Kristallisationskraft besitzen, wobei immerhin auch die Kristallisationsgeschwindigkeit unterstützend eintreten mag. Die hier entwickelten genetischen Beziehungen sollen sich wiederum in der Bezeichnung widerspiegeln. Kristallographisch gut entwickelte Komponenten der kristallinen Schiefer mögen daher in Analogie mit den idiomorphen Gemengteilen eines Erstarrungsgesteins Idioblasten genannt werden, schlecht ausgebildete Minerale jeder Gesteine dagegen Xenoblasten, analog den xenomorphen Komponenten der Massengesteine. Ebenso, wie sich für diese letztern Gesteine nach der Formenentwicklung ihrer Bestandmineralien eine Reihenfolge der Ausscheidung feststellen läßt, kann für die Mineralien der kristallinen Schiefer eine „kristalloblastische Reihe“ angegeben werden, in welcher sie nach ihrer Kristallisationskraft geordnet sind. Eine Substanz vermag innerhalb dieser Reihe gegen die nächstfolgende und die

1) Tammann, Kristallisieren und Schmelzen, Leipzig 1903.

spätern immer ihre eigene Form zu behaupten. Nach den bis jetzt gemachten Beobachtungen und Erfahrungen ist die kristalloblastische Reihe etwa die folgende: Titanit, Rutil, Eisenglanz, Titaneisen, Granat, Turmalin, Staurolith, Disthen—Epidot, Zoisit—Pyroxen, Hornblende—Breunerit, Dolomit, Albitglimmer, Chlorit—Calcitquarz, Plagioklas—Orthoklas, Mikroklin. — Ausnahmen von dieser Reihenfolge kommen vor und sind dann auf die besonderen Entstehungsbedingungen der betreffenden Komponenten in gewissen Gesteinstypen zurückzuführen. So ist z. B. der an erster Stelle stehende Titanit in manchen Amphiboliten und Chloritschiefern, wo er aus dem Zerfall von Titaneisen hervorgeht, ganz unselbständig als „Titanomorphitkranz", entwickelt; ähnliches gilt vom Epidot. Der in den Eklogiten der tiefsten Zone meist gut geformte Granat nimmt in der mittleren Stufe durch randliche Umbildungen in Hornblende oft rundliche Gestalten an. — Es wird eine dankbare Arbeit sein, die kristalloblastische Reihe bei den Untersuchungen aller Arten von kristallinen Schiefern aufzustellen, weil dies wohl der Weg ist, um zur Erkennis des tieferen Wesens der Kristallisationskraft zu gelangen. Einige Anhaltspunkte dafür geben vielleicht Gedanken von Curie[1] über die Ausbildung von Kristallflächen. Dieselbe ist nach ihm eine Funktion der Oberflächenenergie, welche auf Kristallflächen kleiner ist, als auf andern Teilen der Oberfläche; darum müssen jene, wenn ein gewisser Grad von molekularer Beweglichkeit vorhanden ist, von den Substanzen entwickelt werden. Die kristalloblastische Reihe ist im allgemeinen auch eine Reihe nach abnehmendem spezifischem Gewicht. Auch daraus lassen sich Fingerzeige für das Verständnis der Kristallisationskraft gewinnen; denn es ergibt sich dabei, daß immer die dichteste Aneinanderlagerung der Moleküle die bevorzugte sein wird, daß also unter den verschiedenen Möglichkeiten sich diejenigen Mineralien gut ausbilden werden, welche die dichteste Scharung der Moleküle besitzen.

2. In der Kristallumgrenzung treten besonders häufig jene Flächen auf, denen eine vollkommene Spaltbarkeit entspricht, die als Flächen größter retikularer Dichte gelten. Also auch unter den verschiedenen Flächen desselben Minerals entwickeln sich diejenigen am liebsten, in welchen die Moleküle am gedrängtesten

1) Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie I, 939.

liegen. Ist die Spaltform einer Substanz nicht geschlossen, so erscheint sie im partiell ausgebildeten Kristall. So entwickeln die Glimmer und die ihnen verwandten Chlorite immer das (001), während der Rand der Tafeln gewöhnlich buchtig oder lappig ist, ja oft ganz zerfetzt aussieht; Hornblenden bilden das Spaltprisma (110) aus, zuweilen auch noch (010), Disthen das (100) und (010), Rutil das Prisma, Granat das Rhomben-Dodekaëder, die Karbonate das Rhomboëder usw. Die Spaltflächen scheinen unter allen Kristallflächen wiederum die kleinste Oberflächenenergie zu besitzen, auch darum erscheinen sie am häufigsten. Für die kristallographische Entwicklung zweier neben einander entstehenden oder wachsenden Gemengteile ergibt sich, daß derjenige von ihnen die meiste Aussicht hat, seine Kristallflächen auszubilden, der es mit dem geringsten Energieaufwand zu tun vermag; denn die zur Bildung der verschiedenen Flächen erforderliche Oberflächenspannung ist im allgemeinen verschieden. Ist sie für die Kristallfläche des einen Kornes geringer als für die des andern damit in Berührung befindlichen, so wird nur das erstere mehr oder weniger eigene Gestalt annehmen und das letztere in seiner Formengebung einschränken und bedingen. — Die so häufig in den kristallinen Schiefern auftretenden ovalen oder linsigen Formen erklären sich einfach aus der Umkristallisation unter Streß. Auch die buchtigen und lappigen Gestalten, bei welchen gewöhnlich einer konvexen Stelle an einem Mineralkorn eine konkave an einem andern entspricht, wie dies so oft beim Zusammenstoßen von Quarz und Orthoklas, auch von Feldspat und Hornblende beobachtet wird, lassen sich auf die Oberflächenenergie beziehen. Becke[1] sagt darüber: „Ist die Oberflächenenergie des einen Minerals A auf einer konkaven Oberfläche $\breve{a}$ größer als auf einer konvexen $\hat{a}$, und sind $\breve{b}$ und $\hat{b}$ die entsprechenden Größen eines zweiten, entgegenstehenden Minerals B, so würde, wenn die Unterschiede für A kleiner angenommen werden als für B, die Kombination $\breve{a}+\hat{b}$ dem Minimum der Oberflächenenergie entsprechen, dem das Gestein zustrebt."

3. Kristallskelette, entstanden durch Voraneilen des Kanten- und Eckenwachstums, kommen in den kristallinen Schiefern nicht vor, weil sie uneingeschränkteren Raum und größere Beweglichkeit

1) Wiener Akad. der Wissenschaften, Sitzung vom 7. Mai 1903.

der Moleküle voraussetzen; dagegen erscheinen sehr häufig skelettartige Bildungen, welche dadurch bedingt sind, daß ein größeres Mineralkorn so von Einschlüssen durchsetzt ist, daß sein Körper nur mehr schmale Leisten zwischen ihnen bildet. Man nennt diese Erscheinung Siebstruktur, besonders dann, wenn die Einschlüsse nicht aus einem Mineral, sondern aus Grundmassen ähnlichen Mineralaggregaten bestehen. Die Staurolithe mancher Sedimentgneiße, die Granaten und Hornblenden mancher Amphibolite bieten hierfür entsprechende Beispiele.

4. Eines der am meisten charakteristischen Merkmale der kristalloblastischen Struktur knüpft sich an die Einschlüsse. Während bei den Erstarrungsgesteinen nur die gut ausgebildeten Erstlinge der Kristallisation Einschlüsse bilden, kann in den kristallinen Schiefern jeder Gemengteil den andern einschließen und dadurch Zeugnis ablegen für die gleichzeitige Entstehung aller Komponenten. Körner, welche durch reichlichere Stoffzufuhr sich noch vergrößern, umwachsen kleinere, ihnen im Wege liegende, die vielleicht im Auflösen begriffen sind oder doch im Wachstum zurückblieben. Diese letzteren sind oft kristallographisch besser entwickelt als ihre Wirte oder als andere größere Körner ihrer Art, die nicht einschlußartig auftreten. So sind z. B. in den Eklogiten die massenhaft im Granat eingeschlossenen Rutile in der Regel hübsche tetragonale Säulchen; die größeren selbständigen Individuen dagegen haben unregelmäßige eckige Formen. Ebenso sind in denselben Gesteinen die kleinen im Omphacit eingeschlossenen Granaten meist scharfe Rhomben-Dodekaëder, während die einsprenglingsartigen Körner ihre Kristallgestalt viel weniger deutlich entwickeln. Kleine Kristalle vermögen offenbar leichter idioblastisch zu erscheinen als große. — In der Verteilung der Einschlüsse zeigt sich sehr oft eine gewisse Regelmäßigkeit. Häufig sind sie nach Anwachspyramiden verteilt und zwar so, daß sie abwechselnd in der einen Pyramide fast ganz fehlen, in der andern stark angereichert sind. Sehr oft trifft man sie zentral oder randlich gehäuft. Ersteres ist eine regelmäßige Erscheinung in den Granaten der Eklogite und verwandter Gesteine; ihr Zentrum ist ganz von Rutilen und kleinen Augiten durchspickt. Nicht selten markieren sie auch die Grenze zwischen einem alten Kern und der neu angelagerten Substanz. In stark schiefrigen Gesteinen folgen die Einschlüsse gerne den texturellen Flächen

und zwar oft so, daß große einsprenglingsartige Komponenten, welche nach Form und Lage von der Schieferungsebene unabhängig gestellt sind, von ihren Einschlüssen in Streifen durchzogen werden, welche diesen Ebenen folgen. Sind solche Gesteine gefältelt, so durchsetzt die Fältelung jene Komponenten an der Hand ihrer Einschlüsse. Es ist dies eine Erscheinung, welche sich häufig am Granat in Phylliten, an Hornblenden in schiefrigen Amphiboliten, auch an Biotiten und anderen Mineralien beobachten läßt.

5. Zonenstruktur ist in den kristallinen Schiefern viel seltener und von weniger ausgeprägter Gesetzmäßigkeit als in den Erstarrungsgesteinen. Allerdings ist die schon früher erwähnte Umkehrung der Zonenfolge in den Plagioklasen, auf welche Becke[1] zuerst aufmerksam gemacht hat, beinahe ein Gesetz zu nennen, wobei aber zu bemerken ist, daß die chemischen und optischen Differenzen der Zonen niemals so groß werden, wie in den Plagioklasen der Massengesteine. Bei den übrigen Mineralien aber stößt man diesbezüglich auf keinerlei Regelmäßigkeit. Amphibole haben oft einen stärker doppelbrechenden Kern von geringerer Auslöschungsschiefe, was auf eine zentrale Anhäufung des Strahlstein-Moleküles hindeutet; oft aber auch ist der Rand Strahlstein, das Zentrum gewöhnliche Hornblende. Auch bei Epidoten, Augiten, überhaupt bei allen Komponenten, welche isomorphe Mischungen mehrerer einfacher Moleküle darstellen, kommt gelegentlich Zonenstruktur vor. Sie wird bedingt durch Änderungen der Substanz in den zuführenden Lösungen, durch randliche Zersetzung oder Substanzabfuhr, wohl auch durch Wechselwirkung mit andern benachbarten Komponenten (reaktion rim)[2], Entstehungsarten, welche die vorkommenden Unregelmäßigkeiten ohne weiteres verständlich machen.

6. Neben der spezifisch kristalloblastischen Formentwicklung gilt als ein ferneres Kennzeichen der speziellen Struktur der kristallinen Schiefer die ausnahmslos holokristalline Ausbildung der Gesteine; sie geht aus der Genesis dieser Gesteinsgruppe, die auf einer Umkristallisation beruht, ohne weiteres hervor. Auch in glashaltigen Ergüssen, welche mechanischen

1) Sitz. Ber. Lotos 1897, Nr. 3.

1) Kemp, J. F., Gabbros on the Western Shore of Lake Champlain; Bull. Geol. Soc. of Amer. 5. 1894.

Einwirkungen unterlegen sind, ist ja der akristalline Teil stets verschwunden; Gläser pflegen bekanntlich sogar schon auf sehr geringe Temperatur- und Druckvariationen durch Entglasungen zu reagieren.

7. Schließlich mag noch auf die Korngröße der Komponenten, als auf eine charakteristische Eigentümlichkeit hingewiesen werden, die wiederum enge mit den genetischen Verhältnissen verknüpft erscheint. Die mechanische Umformung bringt Verkleinerung des Kornes und Trümmergestalt desselben hervor. Auch die Umkristallisation bewirkt dasselbe, wenn sie parasitär geschieht, große Orthoklase z. B. in ein Aggregat von Sericit und Quarz gespalten werden, Granatkörner in ein Haufenwerk von Epidot und Chlorit, Omphacite in regelmäßig verwachsene Komplexe von Hornblende- und Plagioklassäulchen übergehen. Auch sonst scheint in den Anfangsstadien der Umkristallisation grobkörniger Gesteine zuweilen eine Verkleinerung des Kornes einzutreten. So beobachtete Sederholm an den Quarzen und Feldspaten finnländischer Granite Umkristallisation, die an einen Zerfall dieser Komponenten in ein Aggregat kleinerer Körner geknüpft war. Halten mechanische und chemische Umformung einander das Gleichgewicht, so entsteht das Streben nach gleicher Korngröße, indem die großen Körner zertrümmert werden, während die kleinen schon wieder wachsen. Im allgemeinen aber bringt intensivere Umkristallisation ein Zunehmen der Korngröße mit sich, wie dies am deutlichsten im Übergang von Phylliten in Glimmerschiefer und Gneiße, von dichtem Kalk zu körnigem Marmor zum Ausdruck kommt. Es läßt sich dies wieder mit der Energielehre begründen. Durch das Gröberwerden des Kornes, das heißt durch die Aufzehrung kleinerer Komponenten durch größere wird die Summe der freien Oberflächen verringert und ein Zustand minimalster Oberflächenspannung hervorgebracht. Außerdem werden bei der Auflösung kleine Körner an sich schon schneller verschwinden als große, wobei deren Substanz gerne an die druckfreien Stellen der letzteren sich anlagern wird, um so mehr, als von Ostwald[1] eine Vermehrug der Löslichkeit durch die Feinheit des Kornes experimentell nachgewiesen worden ist. Die Vergröberung des Kornes durch Kochen von Niederschlägen im Laboratorium, sowie beim Übergang von

1) Ostwald, Über Beeinflussung der Löslichkeit durch die Korngröße. Zeitschrift für physikalische Chemie 34, (1900) 484.

Schnee in Firn und Gletschereis bieten wohlbekannte Analogien dieses Vorganges.

Geschieht das Wachsen aller Komponenten eines kristallinen Schiefers gleichmäßig, so resultieren daraus die homöoblastischen Strukturvarietäten; eilen aber gewisse Mineralspezies im Wachstum voran, so kommen heteroblastische Strukturen zustande. In der Tat gibt es unter den Gesteinen der kristallinen Schiefer solche mit ganz ausgezeichneter gleicher Korngröße ihrer Komponenten; auf der andern Seite aber herrschen wieder Unterschiede in der Korngröße, wie sie in den Erstarrungsgesteinen kaum gefunden werden dürften; ein Gemengteil kann hundert-, ja mehrere hundertmal so groß werden, als die daneben liegenden Komponenten anderer Art.

Die homöoblastischen Strukturen lassen sich zunächst nach der Form der verwachsenen Gemengteile wieder in folgende Unterabteilungen gliedern:

a) In die granoblastische (oder körnige) Struktur, (Tafel I Fig. 1 und 2), gekennzeichnet durch das Auftreten der Gesteinskomponenten in rundlichen, eckigen oder buchtig ineinander greifenden Körnern oder Kornaggregaten; die Gesteine sind dabei meist richtungslos, manchmal auch etwas schiefrig gefügt. Eklogite, manche Granulite und Amphibolite, alle Quarzite und kristallinen Karbonatgesteine sind granoblastisch struiert. Mosaikstruktur, Pflasterstruktur, Bienenwabenstruktur sind viel gebrauchte andere Bezeichnungen für diese Strukturform; Sederholm nennt sie cyklopisch, Schalch bei Amphiboliten gabbroid. Sie hat am meisten Ähnlichkeit mit der Hornfelsstruktur der Kontaktgesteine. Die Entstehungsbedingungen der beiden Strukturen haben auch sehr viel Verwandtes; denn auch im Kontakt findet Umkristallisation im starren Zustand statt; nur sind im Allgemeinen die Druckverhältnisse andere, so daß den Kontakthornfelsen jegliche Andeutung von Schieferung zu fehlen pflegt.

b) In die lepidoblastische (oder schuppige) Struktur, getroffen an Schiefergesteinen, deren Hauptgemengteile Glimmer, Chlorit, Talk oder andere blätterige Mineralien sind, wie bei manchen Glimmerschiefern, Chloritschiefern und Gneißen.

c) In die nematoblastische (oder faserige) Struktur, bei welcher das Gestein aus einem Gewirr faseriger Komponenten besteht, z. B. in feinen Aktinolithen, Nephriten, usw.

Nach der besonderen Art der gegenseitigen Beziehungen der Gemengteile können unterschieden werden:

a) die poikilobastische Struktur (Tafel II 9), bei der größere xenoblastische Individuen eines Gemengteiles sich so aneinander schließen, daß eine Art grobkörnigen Grundgewebes entsteht, in welchem kreuz und quer, oder auch nach der Schieferung geordnet, wesentlich kleinere Idioblasten anderer Gemengteile liegen. (Ähnlichkeit mit der poikilitischen Struktur, manchmal auch mit der ophitischen Struktur der Erstarrungsgesteine.) Sie ist manchen Grünschiefern eigen, wo das Grundgewebe durch Albitxenoblasten, die Einschlüsse durch idioblastische Hornblenden und Epidote gebildet werden.

b) die diablastischen Strukturformen (Tafel I Fig. 3). Dies sind solche, bei denen die einzelnen Gemengteile, gewöhnlich in stengeliger Ausbildung, pegmatitähnlich miteinander verwachsen sind und sich durchdringen. Dabei erscheinen strauchartig verzweigte, radiale oder parallelfaserige Gebilde. Diablastische Struktur scheint dann aufzutreten, wenn zwei Komponenten aus einer einzigen hervorgehen und zwar unter Kristallisation in sehr eingeengtem Raume mit Ausbreitungsmöglichkeit nur nach einer Seite. Sie entwickelt sich auch dann, wenn randliche chemische Wechselwirkung zwischen zwei Komponenten stattfindet. In letzterem Falle entstehen in der Regel eine oder mehrere radialstrahlige Zonen um ein Zentrum, das durch den Rest der einen sich umwandelnden Komponente gebildet wird; dann spricht man im besonderen von Kelyphitstruktur (Tafel I Fig. 6) (von *κέλυφος* = Nußschale). Sind die einander durchdringenden Mineralien von einer Größenordnung, daß sie noch optisch faßbar sind, so wird die Struktur mikrodiablastisch (Tafel I Fig. 4) genannt, kryptodiablastisch (Tafel I Fig. 5) hingegen dann, wenn dieselben auch bei den stärksten Vergrößerungen unerkennbar bleiben. Alle diese diablastischen Strukturen sind für gewisse aus Eklogiten hervorgehende Amphibolite typisch. Der Omphacit verwandelt sich bei ihnen in mikro- oder kryptodiablastische Komplexe von grüner Hornblende und Plagioklas. Aus der Wechselwirkung des Granates mit den anliegenden Pyroxenen gehen um ersteren kelyphitische Zonen hervor, die aus radialstengliger Hornblende und Magnetit bestehen mit Plagioklas als Füllmasse. Die diablastischen Strukturen bilden insofern ein Übergangslied zu den heteroblastischen,

als bei ihnen die feinen pegmatitähnlichen Gebilde gewöhnlich grundmassenartig auftreten, während Granate, Augite und größere Hornblenden Pseudoeinsprenglinge darstellen.

Bei den heteroblastisch struierten Gesteinen entsteht gerne eine Art Struktur, welche in ihrer äußeren Erscheinung große Ähnlichkeit hat mit der porphyrischen Struktur der Erstarrungsgesteine und deshalb bisher etwa als pseudoporphyrische Struktur bezeichnet wurde; sie mag künftig porphyroblastisch (Tafel II Fig. 7 u. 8) genannt werden, wobei die großen Kristalle als Porphyroblasten (parallel den Einsprenglingen), die feiner struierte Hauptmasse des Gesteins als Grundgewebe (parallel der Grundmasse) unterschieden werden können. Die Ähnlichkeit mit der porphyrischen Struktur ist indessen nur eine formelle, keine genetische. Dort sind die Einsprenglinge älter als die Grundmasse; bei porphyroblastischen kristallinen Schiefern hingegen sind die großen Kristalle entweder gleichzeitig gebildet mit den kleinen Individuen des Grundgewebes, oder sie sind sogar jünger als dieses, indem sich zuweilen nachweisen läßt, daß sie die kleineren Gemengteile des Grundgewebes aufgezehrt und verdrängt haben. Für die gleichzeitige Entstehung der Porphyroblasten und des Grundgewebes und für die Bildung derselben im starren Gesteine läßt sich nach Becke[1] folgende Beobachtung anführen: An den Porphyroblasten entwickeln sich gelegentlich ausgezeichnete Streckungshöfe, aus denen sich bisweilen das allmähliche Größerwerden derselben erkennen läßt. Diese letzteren entstehen dadurch, daß senkrecht zur Richtung größten Druckes, also in der Richtung geringster Pressung, sich das Grundgewebe vom Pseudoeinsprengling abhebt, wobei sich der Hohlraum im Momente des Entstehens sofort wieder mit Neubildungen füllt, die sich vom Grundgewebe in der Korngröße, der Färbung, auch in der Art der Zusammensetzung unterscheiden. Ferner werden sehr häufig Teile des Grundgewebes von den wachsenden Prophyroblasten eingehüllt, gelegentlich mit Beziehungen in der Anordnung zum Aufbau nach Anwachspyramiden, auch nach Schieferungsebenen oder Schichtflächen (siehe pag. 76 u. 77), wobei sich die Einschlüsse auch so stark häufen können, daß Siebstruktur entsteht.

---

1) Sitz. Ber. Wiener Akademie, 7. Mai 1903.

Die Form und Stellung der Porphyroblasten erscheint häufig auf den ersten Blick völlig unabhängig von sonst im Gestein vorhandenen Schieferungsflächen; doch kann im allgemeinen bei genauerem Zusehen erkannt werden, daß tafelförmige oder stengelige Gestalten desselben einer bestehenden Streßwirkung sich insofern anpassen, als z. B. in der Schieferungsebene liegende Biotite tafelig sich entwickeln, mit der Spaltfläche querliegende dagegen dicksäulige Gestalt annehmen; ganz ähnlich die Aktinolith strahlen in den sogenannten Amphibolgarbenschiefern. Mineralien, die gerne als Porphyroblasten auftreten, sind: Granat, Hornblende, Biotit (auch etwa Muskovit), Chlorit, Sprödglimmer, Albit, Staurolith, Turmalin, Disthen, Epidot, Zoisit, Magnetit.

Das Grundgewebe besteht gewöhnlich aus Mineralien, die von den Porphyroblasten total verschieden sind; Gleichheit derselben gehört zu den Seltenheiten; nach Art der Entwicklung kann es wieder körnig, grob- oder feinschuppig, faserig (grano-, lepido- oder nematoblastisch), auch mikrodiablastisch struiert sein. Beispiele für porphyroblastische Struktur bei lepidoblastischem Grundgewebe bieten viele Chloritschiefer mit Magnetitporphyroblasten, Phyllite mit Granaten, Paragonitschiefer mit großen Disthenen und Staurolithen, Amphibolgarbenschiefer; in Eklogitamphiboliten begegnet man häufig diablastischem, manchmal auch nematoblastischem Grundgewebe mit Granaten als Porphyroblasten.

Das Ziel, welchem ein kristalliner Schiefer in seinem Werden zustrebt, ist vollständige Umkristallisation und Entwicklung der rein kristalloblastischen Strukturen. Sehr oft wird dieses Ziel erreicht, so daß im Schiefer keine Spur von der Struktur des Ausgangsgesteins erhalten geblieben ist; Beispiele sind manche alpine Gneiße, die meistsn Glimmerschiefer, Eklogite, Amphibolite usw. In vielen Fällen aber lassen sich, oft halb verdeckt durch die neuen Strukturen, noch Reste der alten erkennen; in diesem Falle spricht man von Reliktstrukturen, oder nach Sederholm von Palimpseststrukturen. Derartige Reste können granitischen, ophitischen, porphyrischen Ursprungs sein und dann werden diese alten Massengesteine aus der kristalloblastischen Neubildung noch mehr oder weniger deutlich herausschauen. Solche und ähnliche Fälle dürften in einfachster Weise durch die Vorsilbe „blasto" gekennzeichnet werden, wodurch für die eben genannten Struktur-

formen die Bezeichnungen blastogranitisch, blastophitisch, blastoporphyrisch resultieren. Sie sind am deutlichsten und häufigsten in den hauptsächlich mechanisch beeinflußten Gesteinen, wo sich z. B. die großen Kristalle der alten Feldspate, Quarze usw. aus den Trümmeraggregaten oder den zonar angeordneten Neubildungen von Glimmer, Epidot, Zoisit usw. leicht wieder rekonstruieren und damit auch die Struktur des ursprünglichen Gesteins sich noch erkennen läßt. Die Augenstruktur mancher Gneiße ist ebenfalls als Reliktstruktur zu deuten.

Auch die Strukturen ursprünglicher Sedimente können in Reliktstrukturen zum Vorschein kommen und sind als blastopsephitische, blastopsammitische (Tafel II Fig. 10) und blastopelitische näher zu unterscheiden, je nachdem es sich um die teilweise Erhaltung des Gefüges von Breccien und Konglomeraten, Sandsteinen oder Tongesteinen handelt. Die psephitische Struktur wird selten ganz von der kristalloblastischen verdrängt; denn die Gerölle eines ursprünglichen Konglomerates lassen sich auch bei vollkommener Umkristallisation und Verwischung der Form an einem fleckenweise raschen und unvermittelten Wechsel des Mineralbestandes immer noch erkennen. Auch blastopsammitische Struktur kann sich in der sandsteinähnlichen Aneinanderlagerung der sehr reichlich vorhandenen Quarzkörner bis in die Gneiße hinein erhalten. Blastopelitstruktur tritt nur in den ersten Anfangsstadien der Umkristallisation von Tongesteinen auf, etwa bei Thonschiefern; schon im Phyllit ist sie meist vollständig verschwunden; die Tongesteine nehmen am leichtesten rein kristalloblastische Strukturen an und gehen in den mittleren und oberen Zonen gern in porphyroblastische Gesteine über.

Sowohl aus grobkörnigen Massengesteinen, als auch aus ähnlichen Sedimenten kann sich noch eine porphyroklastische Struktur entwickeln, die der porphyroblastischen und blastoporphyrischen Ausbildung sehr nahe kommt. Genetisch ist sie aber kataklastischen Ursprungs, wie der Name andeuten soll, indem unter der Einwirkung der Kataklase größere Körner, z. B. Kristalle von Feldspat oder Quarz, derselben zu widerstehen vermögen, während aus dem übrigen, wiederum kataklastisch, eine Art Grundgewebe gebildet wird, aus welchem jene als Augen einsprenglingsartig hervortreten. Sie ist am häufigsten an mechanisch deformierten Graniten zu treffen.

Verteilung der Strukturen auf die Tiefenstufen. Wie die Mineralien, so sind auch die Strukturen mehr oder weniger an gewisse Tiefenstufen, d. h. an bestimmte Entstehungsbedingungen geknüpft. Während in der oberen Zone besonders die Kataklase zunächst zu blastopsephitischer, blastopsammitischer, blastogranitischer, blastoporphyrischer und porphyroklastischer Struktur oder bei leicht umkristallisierbaren tonigen Sedimenten zu feineren kristalloblastischen Strukturen führen wird, ist die mittlere Zone unter der Herrschaft der vorwiegend chemischen Wirkungen des Streß besonders die Heimat der typischen kristalloblastischen Strukturen sowohl in ihren homöoblastischen (lepido-, nemato-, diablastischen) als heteroblastischen Ausbildungsformen; Reliktstrukturen werden wesentlich seltener zu treffen sein als in der vorigen Zone. In der tiefsten Zone endlich herrschen die mehr oder weniger grobkörnigen granoblastischen Gesteinsformen vor, mit cyklopischem Gefüge als Leistungen von vorwiegend hydrostatischem Drucke und von Temperaturbedingungen, die denen ähnlich sind, unter welchen die Kontakthornfelse sich bilden. — Verschiebungen eines Gesteins in andere Tiefenstufen werden neben verändertem Mineralbestand auch einen Wechsel der strukturellen Verhältnisse im Gefolge haben. Auf kataklastischem Wege erzeugte Strukturen der obersten Zone werden in entsprechende kristalloblastische übergehen, wenn beim Absinken in größere Tiefen die chemischen Wirkungen des Streß nach und nach die Oberhand gewinnen; dasselbe Ziel wird erreicht, wenn ein granoblastisches Gestein der tiefsten Stufe in die mittlere Zone hinaufgelangt.

3. DIE TEXTUR DER KRISTALLINEN SCHIEFER.

In der Textur findet die räumliche Anordnung der Komponenten kristalliner Schiefer ihren entsprechenden Ausdruck. Auch in dieser Richtung hat ihre besondere Entstehungsart, das heißt die Metamorphose, ihnen einen eigentümlichen Stempel aufgedrückt, der im Aussehen der Gesteine bald mehr, bald weniger prägnant zur Geltung gelangt. Die beiden Begriffe Struktur und Textur werden häufig verwechselt oder zusammengezogen und so wesentlich verschiedene Dinge unter einem Titel zusammengefaßt. Für präzise Gesteinsbeschreibungen und systematische Unter-

scheidungen scheint uns die genaue Bezeichnung und Auseinanderhaltung von Struktur und Textur ein ganz wichtiges Erfordernis zu bilden.

Als für die Erstarrungsgesteine charakteristisch gelten insbesondere die richtungslose oder massige und die fluidale Textur; auch die primär porösen und die damit häufig verbundenen Mandelsteintexturen sind naturnotwendig an einen ursprünglich gasdurchtränkten magmatischen Zustand des Gesteins geknüpft. An Gang- und Tiefengesteinen trifft man zuweilen auch eine „schiefrige“ Textur, besonders in deren randlichen Begrenzungszonen. Solche dürften in manchen Fällen ihrem eigentlichen Wesen nach als primäre fluidale Texturen aufzufassen sein, in andern Fällen einer Druckwirkung entspringen, die zwischen dem eindringenden Magma und der umgebenden Gesteinsmasse sich entwickelt und bewirkt, daß die tafeligen, blätterigen und stengeligen Kristalle innerhalb des noch flüssigen Magmas sich mit ihren größten Flächen senkrecht zu dieser Druckrichtung stellen (primäre Druckschieferung); diese kann gegen das Zentrum hin in eine allmählich immer undeutlicher werdende lentikulare und schließlich in eine völlig massige übergehen. Eine Erscheinung, welche neuerdings mehrfach an Erstarrungsgesteinen konstatiert wurde, ist die primäre Bänderung. Sie verdankt ihre Entstehung wohl einer Differentiation im erstarrenden Magma. In einem großen Teil archäischer Gneiße scheint dieselbe erhalten geblieben zu sein, wofür besonders Geikie eintritt. Eine ähnliche Bänderung kann auch durch Injektion aplitischer Magmen in dunkle biotitreiche Schiefer hervorgebracht werden.

Gesteine sedimentärer Entstehung zeigen vielfach eine aus dem Gesteinsabsatz herrührende parallele Lagerung ihrer blätterigen und stengeligen Gemengteile, wodurch eine ursprüngliche Foliation oder Absatzschieferung zustande kommt. Statt dessen entwickelt sich bei größeren Blättern auch etwa eine durch dachziegelartige Übereinanderlagerung der Gemengteile charakterisierte Schuppentextur; auch an Breccien und Konglomeraten erwächst nicht selten durch das Geschobenwerden und Niederfallen in einem fließenden Medium eine Art grober Fließ- oder Schuppentextur. Chemische Präzipitate: Anhydrit, Gips, desgleichen die Psammite sind körnige bis dichte Aggregate mit richtungsloser Textur, während viele Karbonate in ihrer oolithischen

Textur eine Art zentrischer, das heißt, radialstrahliger oder schaliger Anordnung der Individuen zum Ausdruck bringen.

Für die kristallinen Schiefer, die ihre Abstammung aus diesen beiden Lagern nehmen, liegt es zunächst nahe, daß die Metamorphose in vielen Fällen noch nicht vermochte, die ursprüngliche Textur ganz zu verwischen, weshalb recht häufig im Schiefer die frühere Textur als Relikttextur, Palimpsesttextur mehr oder weniger deutlich noch durchschimmert z. B. in Granitgneißen auf der einen, Konglomeratgneißen auf der andern Seite. — Kristalline Schiefer verdanken ihre charakteristische Textur vorwiegend einer Pressung unter hydrostatischem Drucke oder unter Streß. Es ist eine Paralleltextur, die im einzelnen wieder als schiefrige, lentikulare oder faserige, als Lagentextur oder gebänderte Textur, endlich auch als lineare Textur bezeichnet zu werden pflegt; die Größe der Gesteinskomponenten ruft dabei dann noch den genaueren Bezeichnungen blätterig bis schuppig, stengelig bis faserig, auch dicht. Der Verband ist stets ein kompakter; poröse kristalline Schiefer gibt es nicht.

Die schiefrige Textur gilt, wie schon der Name andeutet, als die am meisten charakteristische. An ursprünglichen Sedimenten kann sie dadurch sich allmählich ausbilden, daß die Massen unter dem Druck überlagernder Gesteine durch Auspressung von Wassermengen mehr oder weniger zusammengehen, kleinste lamellare Komponenten dabei ihre Blattflächen senkrecht zur Druckrichtung einstellen und auch allfällig neu entstehende blätterige Individuen in gleicher Lage sich entwickeln; ursprüngliche Absatzschieferungen mögen ebenfalls ihren Anteil daran haben. So können aus ursprünglich schlammigen Niederschlägen und plastischen Tonen mit zunehmendem Alter und mit dem Einsinken in größere Erdrindentiefe allmählich schiefrige Tone und Tonschiefer, dann weiterhin Phyllite, entstehen. Ursprüngliche Schichtung und die Schieferung gehen in solchen Fällen parallel, stehen auch in Konkordanz mit einem vorhandenen Gesteinswechsel.

Von weit größerer Bedeutung für die kristallinen Schiefer dürfte diejenige Schieferung sein, die aus seitlicher Pressung oder Streß hervorgeht. Da die Richtung dieser Kraft meist eine mehr oder weniger ausgesprochen horizontale ist, aber auch eine schwach geneigte sein kann, so steht die unter Streß entwickelte Schieferung

vorherrschend steil, sogar vertikal und setzt ohne Berücksichtigung des Gesteinswechsels quer durch Schichten, Lager oder Gänge durch ganze Gebirge hindurch. Sie gilt als „Druckschieferung im engeren Sinne“, sekundäre Schieferung und wird auch als Transversalschieferung (Clivage) bezeichnet; denn ihre Schieferflächen schneiden die gewöhnliche Schieferung meist unter einem schiefen Winkel; nicht oft fallen sie zusammen. Es gibt kein Gestein, weder ein Sediment noch ein Massengestein, das ihrer Wirkung sich entziehen kann: alle können in sekundär geschieferte Formen übergehen.

Der Gedanke, in dieser Art Schieferung eine rein mechanische Streßleistung zu sehen, liegt angesichts ihrer spezifischen Formen oft ganz außerordentlich nahe. Zahllose mikroskopische Untersuchungen, die hierüber schon gemacht worden sind, haben aber zu dem Resultate geführt, daß dies nur in seltenen Ausnahmsfällen zutrifft: etwa in den alleroberstenTeilen der Erdrinde, wo neben aller Art Kataklase auch direkte mechanische Ausweichungen und Verschiebungen (Gümbels Migrations„struktur“) sowie Umbiegungen lamellarer oder linearer Gebilde sich vollziehen können, ferner da, wo es möglich ist, unter Mithilfe von Gleitflächen, von einfacher oder polysynthetischer Zwillingsbildung Verschiebungen durchzuführen.[1] Allein daraus ergeben sich nur kleine mechanische Leistungen, welche neben der „Lösungsumlagerung“ mit Hilfe der Gebirgsfeuchtigkeit wenig in Betracht fallen. Unter Mitwirkung solcher minimalster Wassermengen vollzieht sich nach dem Rezepte: „Stoffauflösung an Stellen stärksten Druckes und Wiederabsatz des Gelösten an die Orte geringster Pressung“ langsam ein Molekulartransport, der so lange ununterbrochen in Aktion bleibt, bis die Druckwirkung ausgelöst ist und die scheinbar rein mechanische Leistung fertig dasteht. So werden unter Streßwirkung säulige Aggregate von Biotiten in breite Blätter ausgebreitet, größere Körner oder Aggregate von Quarz oder Feldspat in flache Linsen und Tafeln umgeformt, massige Texturen in schiefrige umgewandelt.

Obschon die schiefrige Textur nicht unbedingt gebunden ist an das Vorhandensein blätteriger oder stengeliger Gemeng-

---

1) Adams und Nicolson, An experimental investigation into the flow of marble. Philos. transact. roy. soc. London 1901. A CXCV 363.

teile, denn es giebt z. B. ausgezeichnete schiefrige Granulite, in denen die Schiefrigkeit durch dünne Quarzplatten bedingt ist, herrschen in der Regel doch lamellare oder auch lineare Formen als ausschlaggebend vor. Man wird die Beobachtung machen können, daß diese Blätter der Schieferungsfläche vollständig parallel oder doch annähernd parallel gelagert, beziehungsweise zur Streßrichtung ganz oder beinahe senkrecht gestellt sind, und darnach zwischen eigentlicher Schiefrigkeit und schuppiger Schiefrigkeit unterscheiden. Diese Lagerungsweise ist diejenige, die aus einer Umkristallisation unter Druck naturgemäß resultiert, weshalb sie von Becke in genetisch völlig zutreffender Weise als „Kristallisationsschieferung“ (Tafel II Fig. 11) bezeichnet wurde. Diese Bezeichnung ist um so gerechtfertigter, als tatsächlich die Gemengteile in gewissem Sinne kristallographisch regelrecht orientiert sind, ihre größten, mittleren und kleinsten Durchmesser alle ungefähr in derselben Richtung haben. Sogar die kristallographischen Axen einzelner Gemengteile, z. B. der Glimmer, sind im allgemeinen gleichgestellt, woraus dann weiter folgt, daß auch die leichteste Spaltbarkeit dieser Gemengteile überall in ungefähr dieselbe Ebene fällt, in die Ebene der Schiefrigkeit.

Gelegentlich kann gesehen werden, daß in der Schieferungsfläche für die Anordnung linearer Gemengteile eine Richtung besonders dominiert. Dann spricht man von linearer Textur und kann dies etwa begründen mit einer ursprünglich schon vorhandenen Gleichgerichtetheit linearer Gemengteile als Spezialfall von Fluidaltextur. Anderseits kann sie aber auch sekundär sich ausbilden durch die Existenz eines ausgesprochenen Pressionsminimums, während rings um diese Richtung senkrecht dazu Druckmaxima bestehen. Unter dem Einfluß dieser letzteren findet dann Stoffauflösung, in der Richtung des Minimums dagegen Stoffabsatz statt. Das Schlußprodukt macht den Eindruck eines mechanisch gestreckten Körpers, daher auch die Bezeichnung gestreckte Textur; sie ist besonders charakteristisch für Gesteine in Mittelschenkeln von Schichtfalten.

Zur sichern Unterscheidung solcher und der folgenden Modifikation von Schiefrigkeit ist es nötig, ein Schieferstück stets von drei Seiten zu betrachten:

a) auf dem Hauptbruch, parallel der Schieferung, wo die lamellaren und linearen Gemengteile herrschend hervortreten;

b) auf dem Längsbruch, senkrecht zur Schieferung, parallel zur Streckung, wo lineare Gemengteile unverkürzt hervorstechen, Blätter als Linien erscheinen;

c) auf dem Querbruch, senkrecht zur Schieferung und Streckung, wo die linearen Komponenten als Punkte, die blätterigen als Linien sichtbar werden.

Wie auf dem Quer- und Längsbruch zu ersehen ist, liegen zwischen den blätterigen und linearen Gemengteilen, die auf dem Hauptbruch dominieren, wechselweise Lagen härterer, körniger Gemengteile, meist Quarz oder Feldspat oder beides, so daß körnige und blätterige Lagen parallel übereinander gebettet erscheinen. Da, wo dieselben durch Farbengegensatz oder durch

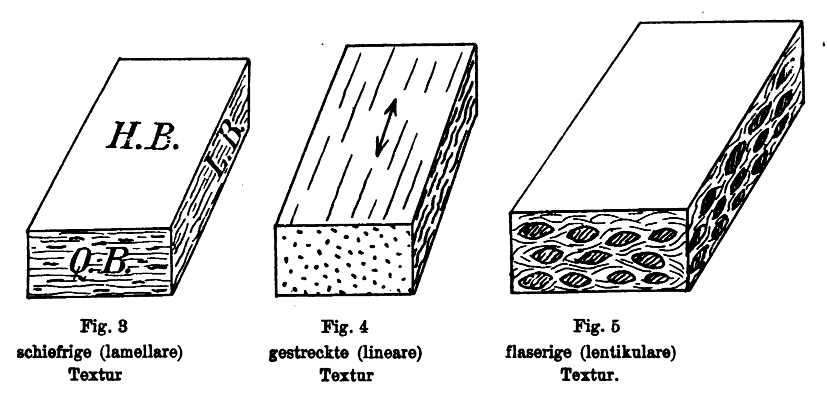


Fig. 3 schiefrige (lamellare) Textur

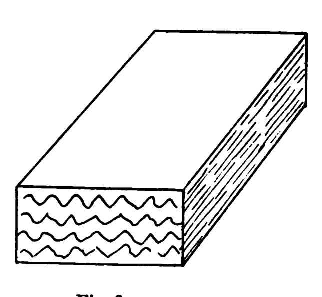
Fig. 4 gestreckte (lineare) Textur

Fig. 5 flaserige (lentikulare) Textur.

ungleiche Mächtigkeit besonders deutlich sich voneinander abheben, spricht man von gebänderter oder Lagentextur, eine Art räumlichen Gefüges, die nicht selten auch einer Injektion von saurem aplitischem Magma zwischen die Schieferlagen eines gewöhnlich geschieferten Gesteins entsprungen sein mag, eine Auffassung, die neuerdings von verschiedensten Forschern befürwortet wird.

Einer weitern besonderen Modifikation begegnet man in der lentikularen oder flaserigen Textur, die als Übergangsglied zwischen massiger und schiefriger Textur aufgefaßt werden kann und für viele Gneiße charakteristisch ist. Bei einer noch etwas unvollkommenen Schiefrigkeit des Gesteins schmiegen sich lamellare bis lineare weichere Komponenten (Glimmer, Sericit, Chlorit, Talk, Hornblenden usw.) um bauchige oder flache Linsen härterer Ge-

mengteile (Quarz, Feldspat, oder beides, Granat usw.). Diese Linsen sind ein deutliches Pressionsprodukt nach dem oben erwähnten Umlagerungsprozeß, recht häufig hervorgegangen aus Kristallen oder isometrischen Körnern und Kornaggregaten. Sehr oft läßt sich mikroskopisch ein ursprüngliches Korn an seiner unreinen Substanz noch deutlich unterscheiden von den reineren Neubildungen, die sich an den Rändern der Linse angesiedelt haben. Auch kann man gelegentlich verfolgen, wie unter fortgesetztem oder zunehmendem Drucke ursprünglich dickbauchige Linsen immer flacher und flacher werden, bis schließlich ein scheinbar glatt geschiefertes Gestein entsteht, an welchem aber bei genauerem Zusehen in Wirklichkeit abgeplattete Linsen sich nebeneinander auslösen, eine Erscheinung, die an geschieferten Graniten und den Gneißen unserer Alpen sich oft recht schön beobachten läßt. In Gneißen bestehen die Linsen aus körnigen



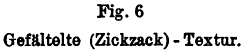


Fig. 6
Gefältelte (Zickzack) - Textur.

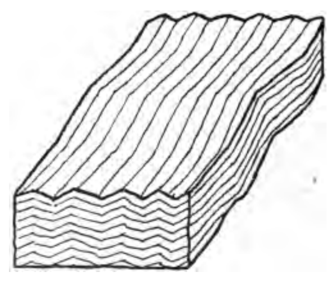


Fig. 7
Kreuzfältelung.

Aggregaten von Feldspat und Quarz, in Glimmerschiefern nur aus Quarzkornaggregaten. Sehr häufig hat gerade bei dieser Textur zur Auslösung von Streßwirkung und Ermöglichung von Differentialverschiebungen im Gestein der ursprüngliche Orthoklas sich z. T. in schuppigen Sericit verwandelt, der nun in Gestalt dünner Häute die übrigen Feldspatlinsen umschmiegt.

Endlich gibt es noch gewundene oder gefältelte und Zickzacktexturen, bei welchen an Stelle glatter oder schuppiger Hauptschieferungsflächen wellenförmig gebogene oder unter spitzen Winkeln zusammenstoßende Flächen wahrgenommen werden, die zwischen sich die harten Zwischenmittel lassen. Besonders Glimmerschiefer und phyllitische Gesteine neigen hierzu; aber auch an Gneißen und manchen anderen Gesteinen kann man ihnen

begegnen, besonders oft in Kernen von Mulden und Gewölben oberer Zonen, deren Gesteine nach einer Seite hin noch auszuweichen vermögen.

Solche Fältelung setzt manchmal unbekümmert um die Art und Form der Gemengteile quer durch dieselben hindurch, als deutlicher Beweis, daß bei der Ummineralisierung des Gesteins die ursprüngliche texturelle Anlage des bereits gefältelten phyllitischen Gesteins nicht zerstört wurde, sondern als Relikttextur erhalten blieb (Tafel II Fig. 12). (Helicitische Struktur, Weinschenk.)

An einem und demselben phyllitischen Gesteine läßt sich gelegentlich eine zweite Fältelung, sogenannte Kreuzfältelung erkennen. Diese Erscheinung deutet darauf hin, daß in der Richtung des Stresses im Laufe der Zeit eine Änderung eingetreten ist, dadurch, daß das Gestein durch geotektonische Vorgänge seine Lage verschieben mußte. Die frühere Fältelung oder Transversalschieferung ist infolgedessen bei fortgesetztem Streß durch eine spätere abgelöst worden, so daß die erstere fast völlig verwischt wurde, was auf dem Haupt- und Längsbruch zu erkennen ist. Auch andere Schieferungsformen können sich im Laufe der Zeit untereinander kombinieren und so zu komplexen Texturen Veranlassung geben.

Sehen wir noch nach, wie die erwähnten Texturen sich auf die verschiedenen Zonen verteilen, so begegnet uns die Kristallisationsschieferung wie schon früher wiederholt bemerkt wurde, als chemische Wirkung des Streß in den verschiedenen Arten ihrer Ausbildung (schiefrig, schuppig-schiefrig, lentikular, gebändert) nicht bloß in der für sie besonders charakteristischen mittleren Zone, sondern sie greift auch etwa in die oberste und die tiefste Zone über. Dann mag, ganz zu oberst, mitunter rein mechanische Schieferung und Fältelung an ihre Stelle treten, während sie in der tiefsten Tiefe unter vorwiegend hydrostatischem Drucke durch die massigen Texturen und die Lagentextur (infolge von Injektionen) ersetzt werden kann. Auch im Kern von tiefer liegenden Mulden und Gewölben werden ähnliche Bedingungen zu verwandten Resultaten führen.

Sinkt ein geschieferter Phyllit der obersten Zone in größere Rindentiefen ein, oder gelangt er in Zonen stärkerer Streßwir-

kungen, so wird er ummineralisiert und verrät dann seinen früheren Zustand oft noch durch eine ihm anhängende Relikttextur. Umgekehrt muß von einem deutlich kristallisationsschieferigen Gestein, das jetzt an der Erdoberfläche oder doch in der oberen Zone angetroffen wird, angenommen werden, daß es einst in größerer Rindentiefe gelegen habe und inzwischen durch Abtragungsprozesse abgedeckt oder durch orogenetische Prozesse gehoben wurde. Tone, die trotz hohen geologischen Alters ihren plastischen Zustand bewahrt haben, wie z. B. einzelne altsilurische Schichten in den Umgebungen von St. Petersburg, legen Zeugnis dafür ab, daß sie niemals durch überlagernde Sedimente kräftiger gepreßt wurden, also seit ihrer Entstehung immer nahe der Erdoberfläche gelegen haben.

In nachfolgender Tabelle werden die für die einzelnen Tiefenstufen besonders maßgebenden Verhältnisse in den verschiedenen Strukturen und Texturen als morphologischer Ausdruck der erstrebten neuen Gleichgewichtszustände übersichtlich zusammengestellt:

	Vorherrschende Strukturen	Vorherrschende Texturen
Oberste Zone	Kataklastisch Porphyroklastisch Reliktstrukturen (Porphyroblastisch)	dünnschiefrig, gestreckt, gefältelt, (helicitisch) Zickzacktextur
Mittlere Zone	Porphyroblastisch bis homöoblastisch. Diablastisch. Kelyphitstruktur	Kristallisationsschieferung in gewöhnlicher, linearer, lentikularer und auch gebänderter Form
Tiefste Zone	Homöoblastisch. Hornfelsstruktur. Blastogranitisch. Blastophitisch.	lentikular bis angenähert massig, Lagentextur (Injektion!)

4. ABSONDERUNGSFORMEN UND KLÜFTUNG DER KRISTALLINEN SCHIEFER.

Unter den Absonderungsformen, welche an Erstarrungsgesteinen zur Beobachtung gelangen, sind es wohl nur die kugeligen, welche den kristallinen Schiefern vollständig fehlen

dürften, während die polyëdrische und kubische Absonderung derselben bei nur geringem Grade der Metamorphose auch auf den kristallinen Schiefer übergehen wird, wie die zahlreichen Steinbrüche in geschieferten Graniten und in Gneißen beweisen. Eine bankartige Absonderung der Gneiße parallel der Schieferung möchte sowohl an Eruptiv-Gneißen, als auch an Sediment-Gneißen auftreten; prismatische oder stengelige Absonderung kommt gelegentlich dadurch zustande, daß die Ebenen primärer und sekundärer Schieferung unter einem schiefen Winkel sich schneiden. (Stengel-Gneise, Griffelschiefer.)

Wo an den Gesteinen Streckungserscheinungen sich zeigen, machen sich in der Regel ungefähr senkrecht zur Streckungsrichtung scharfe, bald mehr bald weniger dicht gescharte Querklüfte geltend (senkrecht zu Schieferung und Streckung). Sie werden gern auch Zerrklüfte genannt, weil sie vielleicht einem Zerreißen des Gesteins entsprechen bei starker Inanspruchnahme desselben auf Zug. Senkrecht zur Schieferung, aber parallel der Streckung verlaufen die Längsklüfte, die aus einer scheerenden Bewegung hervorgehen dürften; dementsprechend sind sie meist uneben und parallel der Streckungsrichtung gerieft. Mit der Ebene der Schieferung fällt oft noch eine dritte Klüftung zusammen, das System der Hauptklüfte. Wo gelegentlich alle drei Klüftungsarten sich miteinander kombinieren und dabei bald rechtwinklig, bald mehr oder weniger schief aufeinander stehen, kommt eine scheinbar kubische oder rhomboëdrische Absonderung zustande.

Wie das Streichen und Fallen einer Schichtung oder Schieferung, so kann auch die Lage der Kluftflächen mit Hilfe des Bergkompaß bestimmt werden, ebenso eine vorhandene Streckung. Für die Auffindung letzterer hat Becke folgende Anweisung gegeben: Man setzt ein steifes Notizbuch vertikal auf die am Aufschluß sichtbare Streckungslinie und bestimmt dann in gleicher Weise, wie das Fallen, mit dem Bergkompaß die Abweichung jener Richtung von der senkrechten. Dann setzt man den Kompaß vertikal auf die Streckungslinie und liest am Senkel die Neigung gegen die Horizontebene ab.

Zur Bezeichnung der Streckung in der geologischen Karte verwendet man das Zeichen für Streichen und Fallen, indem man dem-

selben in der gefundenen Richtung noch den Streckungspfeil beigibt, mit einer ihm angehängten Ziffer, die den Fallwinkel der Streckung angibt. $\underset{x}{\nwarrow}$ Die Richtung der Streckung ist oft über große Räume konstant; das Fallen derselben begegnet größeren Schwankungen. Oft ist Streichen und Fallen einem bedeutenden Wechsel unterworfen, während die Streckung ihrer Lage nach auffallend konstant bleibt.

D. DAS GEOLOGISCHE AUFTRETEN DER KRISTALLINEN SCHIEFER.

Die kristallinen Schiefer zeigen im allgemeinen zwei Erscheinungsformen: Ihre Hauptmasse tritt als Basis der sedimentären Formationen auf, als „Grundgebirge“ (Urberget) und bildet so weite Flächen oder hügelige Länderstrecken besonders Nordamerikas und Nordeuropas, — den sogenannten „canadischen und den skandinavischen Schild“, — oder erhebt sich zu den Bergen der zentraleuropäischen Mittelgebirge. Die zweite Art ihres Auftretens ist die in Form von Zentralmassiven und ihrer Schieferhüllen in den jüngeren Kettengebirgen der Alpen, des Kaukasus, der neuseeländischen Faltenzüge usw. Ein prinzipieller Unterschied zwischen beiden Formen existiert wohl nicht; denn auch die in der Regel steil aufgerichtete Lagerung des Grundgebirges weist vielfach auf alte Kettengebirge hin. Solche lassen sich noch direkt nachweisen im variscischen Bogen, welchem das östliche französische Zentralplateau, die Vogesen, der Schwarzwald, das Fichtelgebirge und Erzgebirge angehören, zum Teil auch die Sudeten, nebst den im Norden vorgelagerten alt-paläozoischen Mittelgebirgen des belgischen Kohlengebirges, Harzes und Thüringer Waldes. Das gleiche gilt von dem westlichen armorikanischen Bogen und dem über Nord-Schottland nach den Lofoten und die skandinavischen Küsten hinziehenden Faltenzug der kaledonischen Faltung aus präkarbonischer Zeit. Unterscheidend in den beiden Erscheinungsformen ist wohl nur die sehr weit fortgeschrittene Erosion und Denudation des Grundgebirges, sowie vielfach auch die größere Zahl tektonischer Störungen, welchen die alten Gebirge unterlagen. So weist Geikie für die tieferen Partien des schottischen Hochlandes zwei verschiedene Faltungsperioden nach, welche der spätkambrischen Störung vorangingen, die eine jener großartigen Überschiebungen erzeugte, wie sie sonst nur in der

Alpengeologie bekannt geworden sind. Auch das amerikanische und skandinavische Grundgebirge tragen Spuren mehrfacher aufeinander folgender Dislokationsperioden. Außerdem wurden alle diese Komplexe von zahlreichen und oft ausgedehnten intrusiven Massen durchbrochen und haben dabei eine starke Kontaktmetamorphose erfahren. — Eine solche wird auch an den kristallinen Schiefern der Alpen jetzt in immer ausgedehnterem Maße festgestellt; aber ihre Gesteine sind außer der karbonischen Faltung der älteren Formationen fast durchgehends einzig der eigentlichen, spättertiären Alpenfaltung unterlegen, und darum wird hier die Zonenlehre ihren reinsten Ausdruck finden.

In großen Zügen tragen alle ältesten kristallinen Schiefer des Grundgebirges das Gepräge ihrer Entstehung in der tiefsten Zone, während die mittleren und jüngeren Serien derselben mehr auf die mittlere und oberste Zone hinweisen. Dies spricht sich schon in der alten bis heute noch festgehaltenen Einteilung des deutschen Urgebirges in eine unterste Urgneißformation aus, die von der Urglimmerschieferformation überlagert wird und nach oben in die Urphyllitformation übergeht, welche ihrerseits wieder das Paläozoicum unterteuft. — Das großartig entwickelte amerikanische Grundgebirge erfuhr eine relativ frühzeitige Bearbeitung durch Logan, Murray und andere. Nach mancherlei Einteilungsversuchen gelangte man dort zu einer Zweiteilung des Grundgebirges in die archäische Formation mit vorherrschenden Gneißen und die algonkische Formation, welche sich aus ganz und teilweise kristallinen Gesteinen nebst wenig veränderten Sedimenten zusammensetzt. Der Zweiteilung, und zum Teil auch der amerikanischen Nomenklatur, folgte die präkambrische Geologie von Großbritannien. In Skandinavien und Finnland gelangte man zu einer Dreiteilung; außerdem wurde in diesen Ländern noch eine reiche Gliederung in Unterabteilungen aufgestellt; indessen haben die Parallelisierungen kaum der größten Abteilungen den Wert einer stratigraphischen Korrelation, da dabei nur die petrographischen Merkmale der Gesteine neben den gewöhnlich sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen maßgebend sind und die sichere und scharfe Leitung durch Fossilien meist fehlt. Die daraus entspringende Unsicherheit wird für die basalen archäischen Komplexe einigermaßen kompensiert durch die große lithologische Gleichförmigkeit; aber schon die mannigfaltig entwickelten algon-

kischen Formationsgruppen lassen keine sichere Korrelation zu, und ihre Unterabteilungen sind vorläufig einfach lokale Gliederungen, die höchstens in ganz benachbarten Gebieten identifiziert werden können.

Die tiefste Stufe, in Finnland die katarchäische genannt, wird dort nach Sederholm und Frosterus von roten Granitgneißen gebildet, welchen nach jetziger Kenntnis jegliche Einlagerungen sedimentärer Herkunft fehlen. Dementsprechend verschwinden auch in den amerikanischen, schottischen, französischen und deutschen archäischen Komplexen die ursprünglichen Sedimente nach der Tiefe zu mehr und mehr und machen einförmigen Gneißen Platz, bei welchen eine im allgemeinen wenig ausgesprochene Schieferung den Charakter dieser Gesteine als ursprüngliche Granite nicht zu verdecken vermochte.

Auch die über dem Katarchäikum folgenden archäischen Formationen setzen sich ihrer Hauptmasse nach aus Gneißen zusammen, welche mit Massengesteinen aller Art, von den sauersten Graniten bis zu den basischen Peridotiten und Serpentinen verbunden sind. Die Gneiße gehen vielfach in die entsprechenden Massengesteine über; doch fehlt auch schon den meisten letzteren eine ganz schwache Andeutung von Paralleltextur nicht, die zwar im Handstück oft verschwindet, im ganzen Gesteinskörper aber in der Regel noch deutlich bemerkbar wird. Auch die Schieferung der Gneiße ist oft nicht sehr ausgesprochen; dabei sind sie im allgemeinen grobkörnig (Körnelgneiße) und zeigen häufig jene wahrscheinlich primäre Bänderung, welche durch einen Wechsel sich mehr oder weniger rasch auskeilender Lager heller und dunkler Gemengteile hervorgebracht wird, welche daher mit Schichtung nichts zu tun hat. Manchmal wird sie von einer mehrfachen Schieferung schräg durchschnitten. Oft sind große Injektionszonen mit den Graniten und Gneißen verknüpft. Der Mineralbestand der archäischen Gneiße ist im ganzen überall sehr gleichförmig. Sie setzen sich aus K-Feldspaten und sauren Plagioklasen, den beiden Glimmern, Pyroxen, Amphibol, Granat, auch Sillimanit und Cordierit zusammen, also im allgemeinen aus dem Mineralbestand der tiefsten Zone. In den oberen Teilen der archäischen Gneißformationen nimmt die Gesteinsmannigfaltigkeit dadurch zu, daß die Einlagerungen von verschiedenen Gesteinen anderer Art, hauptsächlich von Eklogiten, Amphiboliten, Marmoren, auch Glimmer-

schiefern, immer reichlicher werden. Die Tektonik der ganzen Gruppe ist sehr kompliziert. In Nordamerika und Schottland sind die Gesteine des archäischen Komplexes so sehr ineinander gefaltet und verknettet, daß es selten gelang, ihren Bau auf größere Länderstrecken befriedigend klar zu legen. In Finnland und Skandinavien sind sie zum großen Teil steil aufgerichtet, oft weithin mit ganz gleichmäßigem Streichen und Fallen. Für die mitteleuropäische Gneißformation unterscheidet Credner zwei Arten des Vorkommens: eine steil aufgerichtete, mit mehr oder weniger Regelmäßigkeit in der Schichtenfolge, einem abradierten Kettengebirge entsprechend und eine lakolithische, wo verschiedene Schiefergesteine einen granulitischen oder gneißgranitischen Kern umhüllen. — Die archäischen Formationen sind in bemerkenswerter Gleichförmigkeit durch alle Erdteile verbreitet. Neben den oben genannten, besser bekannten Vorkommnissen, denen auch noch die französischen Gebiete der Brétagne und Normandie angefügt werden können, erscheinen sie in Afrika von Ägypten bis zum Kap, in Indien, China, Japan, in Südaustralien und Neuseeland.

Überall werden sie von jener mannigfaltigen Serie kristalliner und halbkristalliner Gesteine überlagert, welche jetzt meist unter dem Titel des Algonkians (algonkische Formation) zusammengefaßt wird und früher als Urglimmerschiefer und Urphyllitformation bezeichnet wurde. Sie bildet den mächtigen Schichtenkomplex zwischen dem Archäikum und dem untersten Kambrium, das durch die Ollenellus-Schichten repräsentiert wird. Wegen der Mannigfaltigkeit des petrographischen Charakters kann eine allgemeine Charakteristik kaum gegeben werden, es sei denn durch das negative Merkmal des Zurücktretens der Gneiße und, als einzig positives, durch das sehr reichliche Vorhandensein ganz unzweifelhafter Sedimente. Gneiße fehlen der algonkischen Gruppe nicht ganz und lassen sich oft schwer von den archäischen unterscheiden; es sprechen hierbei meist große Diskordanzen das entscheidende Wort. Doch gehen die beiden Gruppen nicht selten auch so ineinander über, daß sich keine Grenze feststellen läßt. Wo die archäischen Gneiße lakolithartig auftreten, bilden die algonkischen Gesteine ihre Hülle und gehen dann zuweilen ohne Diskordanz und ganz allmählich in die überliegenden paläozoischen Sedimente über (Erzgebirge, Fichtelgebirge); alsdann lassen sie sich in Analogie setzen mit den kristallinen Schiefern der Alpen.

Die hochentwickelte Fauna der kambrischen Formation macht eine vorkambrische Organismenwelt zum notwendigen Postulat. Manche Biologen sagen, daß in den Tierformen des Kambriums neun Zehntel des aufwärts gerichteten Entwicklungsganges des Lebens bereits zurückgelegt sei. Es ist daher eine bescheidene Schätzung, die präkambrische sedimentäre Formation jeder der späteren gleichwertig an die Seite zu stellen; es gibt namhafte Geologen und Paläontologen, welche sie der Summe aller postkambrischen Formationen gleich setzen! Erwähnt mag noch werden, daß im amerikanischen Algonkian des Great Cañon des Kolorado fünf bestimmbare Fossilien gefunden wurden.

Alle diese tief gelegenen Zonen der kristallinen Schiefer zeigen auf den geologischen Karten ungefähr das nämliche Bild: Stöcken und Pfeilern gleich lagern sich innerhalb der Erdrinde die mehr oder weniger deutlich linsenförmig erscheinenden Massen der Erstarrungsgesteine und um sie herum schmiegen und winden sich die langen und oft auch schmalen Züge der Gneiße, Glimmerschiefer und Phyllite, im Großen dasselbe Bild, wie im Kleinen der Quer- und Längsbruch der lentikularen und geschieferten Gesteine!

In den jungen Kettengebirgen trifft man bei einer bald mehr bald weniger veränderten Art der Aufstellung ungefähr das nämliche Arrangement, besonders in den stärker gefalteten Teilen derselben mit Zuzug der tieferen Horizonte, die gewöhnlich auch den höchsten Grad der Metamorphose zeigen. Je höher das Formationsniveau des Gesteins, desto spärlicher werden im großen und ganzen die spezifisch wohl ausgebildeten Formen der kristallinen Schiefer. Wo, wie in unsern Alpen, intensive Faltungsprozesse während noch wenig hinter der Gegenwart zurückliegenden Erdperioden stattgefunden haben, da sind, wie durch deutliche Fossilreste überzeugend dargetan werden konnte, auch mesozoïsche (jurassische) und Känozoische (eocene) Gesteine, besonders innerhalb der Mulden, noch einer so starken Metamorphose unterlegen, daß sie den Habitus der mittleren und obern Schieferzone angenommen haben.

Im großen und ganzen betrachtet, nehmen in den Alpen und andern jüngern Kettengebirgen die kristallinen Schiefer vorwiegend die zentralen Partien ein und zwar so, daß Gneißgranite und Gneiße die Kerne der mächtigen innern Antiklinalen bilden, während sich nach Süden und Norden die mannigfaltigsten Schiefer-

gesteine anschließen und die sogenannte Schieferhülle der Zentralmassive bilden. Bei einer Durchquerung der Alpenketten erscheinen, nachdem man die sedimentären Randzonen des Tertiärs und des Mesozoicums durchschnitten hat, im allgemeinen zuerst schwach metamorphe Gesteine, Phyllite, Chloritschiefer und dergleichen, die nach innen zu immer gröber werden und eine immer deutlichere Individualisierung ihrer Komponenten aufweisen. Sie gehen so allmählich in Glimmerschiefer und Gneiße verschiedener Art über, deren erstaunlicher Wechsel und Varietätenreichtum wohl von keinem andern Urgebirgsareal erreicht wird. Diese ursprünglich sedimentären Schiefer sind vielfach von Amphiboliten und Eklogiten stock- oder gangartig durchsetzt; auch kleinere Massen granitischer Gesteine mehr oder weniger schiefrig texturiert, durchbrechen sie. Weiter nach innen endlich erscheint der zentrale Gneiß, an der Grenze gegen die Schiefergesteine ebenfalls mehr oder weniger deutlich schiefrig ausgebildet, im Zentrum oft massig und granitartig werdend. Am Kontakt der Zentralgneiße mit ihrer Schieferhülle entwickelt sich nicht selten eine Injektionszone, in welcher in mehr oder weniger intensiver Weise helle aplitische Gesteinsmassen, oft in der allerverworrensten Art, in die dunklere, biotit- und amphibolreiche Schieferhülle eingedrungen sind. Auch mehren sich die Funde von kontaktmetamorphen Gesteinen an der Grenze von Schieferhülle und Gneiß. Doch haben diese Kontakte meist einen etwas andern Charakter als in den Kontakthöfen gewöhnlicher Tiefengesteine, was wohl als Beweis dafür angesehen werden kann, daß die Metamorphose nach erfolgter Intrusion durch den Einfluß vorwiegend von Streß den Kontakt weiter verändert und seinen Produkten den besonderen eigenartigen Stempel aufgedrückt hat, der sie jetzt kennzeichnet.

Überblickt man zum Zwecke des Vergleiches die Formentwicklung der kristallinen Schiefer in den Schieferzonen und Schieferhüllen der jungen Kettengebirge, so fällt vor allem ihre außerordentliche Mannigfaltigkeit in die Augen: Auf Schritt und Tritt ein reicher Wechsel im Mineralbestand, in Struktur und Textur, so sehr, daß die Sprache oft umsonst nach Mitteln sucht, um dem Formenreichtum im Ausdruck gerecht zu werden. Wie groß und eigenartig ist die Schar unserer Eruptiv- und Sedimentgneiße, wie reich die Fülle der Glimmerschiefer und Phyllite, die unsere Sammlungen zieren, herstammend aus der Greinerscholle,

aus der Serie von Gurgl und Hinterpasseier in den Ostalpen, aus der Tremolaschlucht und dem Canariatal am Südhange des Gotthard, sowie aus den vielgestaltigen Phylliten der Bündnerschiefer unserer Zentralalpen, den Schistes lustrés der französischen Geologen. Welch eine lange, glänzende Reihe von Gesteinen, angefangen bei den ausgeprägtesten Formen kristalliner Schiefer bis herab zu den schwächsten Anfängen wenig veränderter Phyllite, alle entsprungen dem reichen Spiel der metamorphosierenden Kräfte an einem selbst mannigfach wechselnden Stoffe!

Ehrwürdig und mit feierlichem Ernste gemahnen uns die greisenhaften Produkte aus dem tiefsten Schoße der Muttererde an die Ewigkeiten, die schon hinter uns liegen, lebenswarm und hoffnungsfreudig weisen die aufblitzenden Schiefer aus unsern jungen Kettengebirgen hin auf die Äonen, die noch vor uns stehen!

LITERATURVERZEICHNIS

(macht auf Vollständigkeit keinen Anspruch).

Roth, Justus, Über die Lehre vom Metamorphismus und die Entstehung der kristallinen Schiefer. Berlin 1871.

— Allgemeine und chemische Geologie I. II. III. Bd. Berlin 1879—1890.

Zirkel, Ferdinand, Lehrbuch der Petrographie. III. Teil. Leipzig 1894.

Geikie, Archibald, Text-book of geology. II. Part. London 1903.

Congrès géologique international, 4me session. Études sur les schistes cristallins. Londres 1888.

Lehmann, J., Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge. Bonn 1884.

Inostranzeff, A., Studien über metamorphosierte Gesteine im Gouvernement Olonez. Leipzig 1879.

Irving, A., Chemical and physical studies in the metamorphism of rocks. London 1889.

Heim, A., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

Reusch, H., Die fossilienführenden kristallinischen Schiefer von Bergen in Norwegen. Deutsch von R. Baldauf. Leipzig 1883.

Sederholm, J. J., Wesen und Ursache der Metamorphose T. M. P. M. XII. 134. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finland. Bull. commiss. geol. de la Finlande. Nr. 6. Helsingfors 1899.

Frosterus, Benj, Der Gesteinsaufbau des südöstl. Finlands. Bull. commiss. geol. 13. Helsingfors 1902.

Rosenbusch, H., Elemente der Gesteinslehre. II. Aufl. Stuttgart 1901.

— Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen. N. J. 1882. II. Bd.

— Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. Bd. XI. 1890.

— Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. T. M. P. M. Bd. XII. 1891.

Sauer, A., Über die Konglomerate in der Glimmerschieferformation des sächs. Erzgebirges. Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. Bd. LII. 1879.

Van Hise, C. R., Archean and Algonkian. U. S. A. Geolog. Survey, Band 86. 1892.

— Metamorphism of rocks and rockflowage. Bull. of geol. Soc. of America Vol. 9; 269—328.

— Principles of North American pre-Cambrian geology. Sixteenth Ann. Report. U. S. Geol. Survey part. I. 1896.

Kjerulf-Gurlt: Geologie von Norwegen. Bonn 1880.
Sueß, F. E., Bau und Bild der böhmischen Maße. Wien 1903.
Baltzer, A., Die granit. Intrusivmassen des Aarmassivs. N. J. 1903. BB. XVI.
Grubenmann, U., Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitt. der Thurg. nat. Ges. VIII. 1888.
— Zur Kenntnis der Gotthard-Granite. Mitt. der Thurg. nat. Ges. IX. 1890.
— Über Gesteine des granit. Kerns im östl. Teil des Gotthardmassivs. Mitt. der Thurg. nat. Ges. X. 1892.
Daubrée, M., Études et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. Paris 1860.
Fouqué, F. et Michel Lévy, Synthèses des minéraux et des roches. Paris 1882.
Lemberg, J., Zur Kenntnis der Bildung und Umbildung von Silikaten. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1876. 3. H. 1883. 3. H. 1885. 4. H.
Lagorio, A., Über die Natur der Glasbasis, sowie der Kristallisationsvorgänge im erupt. Magma. T. M. P. M. VIII. 1887.
Löwinson-Lessing, F., Studien über die Eruptivgesteine. Congrès géolog. internat. Petersbourg 1897.
— Zur Frage über die Kristallisationsfolge im Magma. Zentralbl. f. Min. 1900.
Morozewicz, J., Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Mineralien im Magma. T. M. P. M. XVIII. 1898.
Vogt, J. H. L., Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergußgesteinen. 1. Heft. Christiania 1892.
— Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. Christiania 1903 (vergl. auch Chemikerzeitung Cöthen 1902, Nr. 21 und 95).
Dölter, C., Allgemeine chemische Mineralogie. Leipzig 1896.
— Schmelzbarkeit der Mineralien und ihre Löslichkeit in Magmen; über die Bestimmung der Schmelzpunkte in Mineralien und Gesteinen. T. M. P. M. XX. 1901.
— Neue Bestimmungen von Schmelzpunkten. Ibid. XXI. 1902.
— Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien. Ibid. XXII. 1903.
— Über gegenseitige Löslichkeit geschmolzener Mineralien. Zentralbl. f. Min. 1902.
— Kristallisationsgeschwindigkeit und Kristallisationsvermögen. Zentralbl. f. Min. 1903.
Lenarčič, J., Über gegenseitige Löslichkeit und Ausscheidungsfolge der Mineralien im Schmelzflusse. Zentralbl. f. Min. 1903.
Oetling, A., Vergleichende Experimente über Verfestigung geschmolzener Gesteinsmassen unter erhöhtem und normalem Druck. T. M. P. M. XVII. 1898.
Meyerhoffer, W., Schmelzpunkt und Ausscheidungsfolge von Mineralien. Groths Zeitschr. f. Krist. 1892.
— Die Phasenregel und ihre Anwendung. Leipzig 1893.
Tammann, G., Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903.
Bakhuis-Roozeboom, H. W., Erstarrungspunkte der Mischkristalle zweier Stoffe. Zeitschr. f. physik. Chemie XXXIII. 1899.

Bakhuiss-Roozeboom, H. W., Die heterogenen Gleichgewichte vom Standpunkt der Phasenlehre I. Braunschweig 1901.

Brauns, R., Chemische Mineralogie. Leipzig 1896.

— Über Beziehungen zwischen den Schmelzpunkten von Mineralien, ihrer Zonenstruktur und Ausscheidungsfolge in Ergußgesteinen. T. M. P. M. XVII. 1898.

Adams, F. D. und Nicholson, S. T., Experiments on the flow of rocks. Summary in Science vol. VII. 1898.

Becke, F., Gneißformation des niederösterr. Waldviertels. T. M. P. M. III. 1882. Vorläufiger Bericht über den geolog. Bau und die krist. Schiefer des hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitz. Ber. Wiener Akadem. 1892.

— Über die Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Wiener akadem. Anzeiger 1896.

— Über Zonenstruktur an Feldspathen. Sitz.-Ber. Lotos 1897 Nr. 3.

— Über Zonenstruktur der Kristalle in Erstarrungsgesteinen. T. M. P. M. XVIII. 1898.

— Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Sitz.-Ber. der Wiener Akademie 7. Mai 1903.

— Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Congrès géol. internat. IX session Vienne 1903.

— Exkursion in das Kamptal (krist. Schiefer des niederösterreich. Waldviertels). Führer Exkurs. IX. internat. Geol.-Kongreß. Wien 1903.

— Westende der hohen Tauern (Zillertal). Führer Exkurs. IX. internat. Geolog.-Kongr. Wien 1903.

Löwl, F., Quer durch den mittleren Abschnitt der hohen Tauern. Führer Exkurs. IX. internat. Geol. Kongr. Wien 1903.

Weinsckenk, E., Beiträge zur Kenntnis der östlichen Zentralalpen, spez. des Großvenedigerstockes I, II, III. Münchener Akademie 1894, 1903.

— Mémoire sur le Dynamométamorphisme et la piézocristallisation. Compte rendu Congr. geolog. int. Paris 1900.

— Vergleichende Studien über den Contaktetmamorphismus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 54. 1902.

— Die Resultate der petograph. Untersuchung des Großvenedigerstockes in den hohen Tauern und die daraus sich ergebenden Beziehungen für die Geologie der Zentralalpen überhaupt. Mineralog. Zentralbl. 1903.

— Die Tiroler Marmorlager. Zeitschr. für prakt. Geol. XI. 1903.

— Allgemeine Gesteinskunde. Freiburg i. B. 1902.

Milch, L., Beiträge zur Lehre des Regionalmetamorphismus. N. J. B. B. IX. 1894.

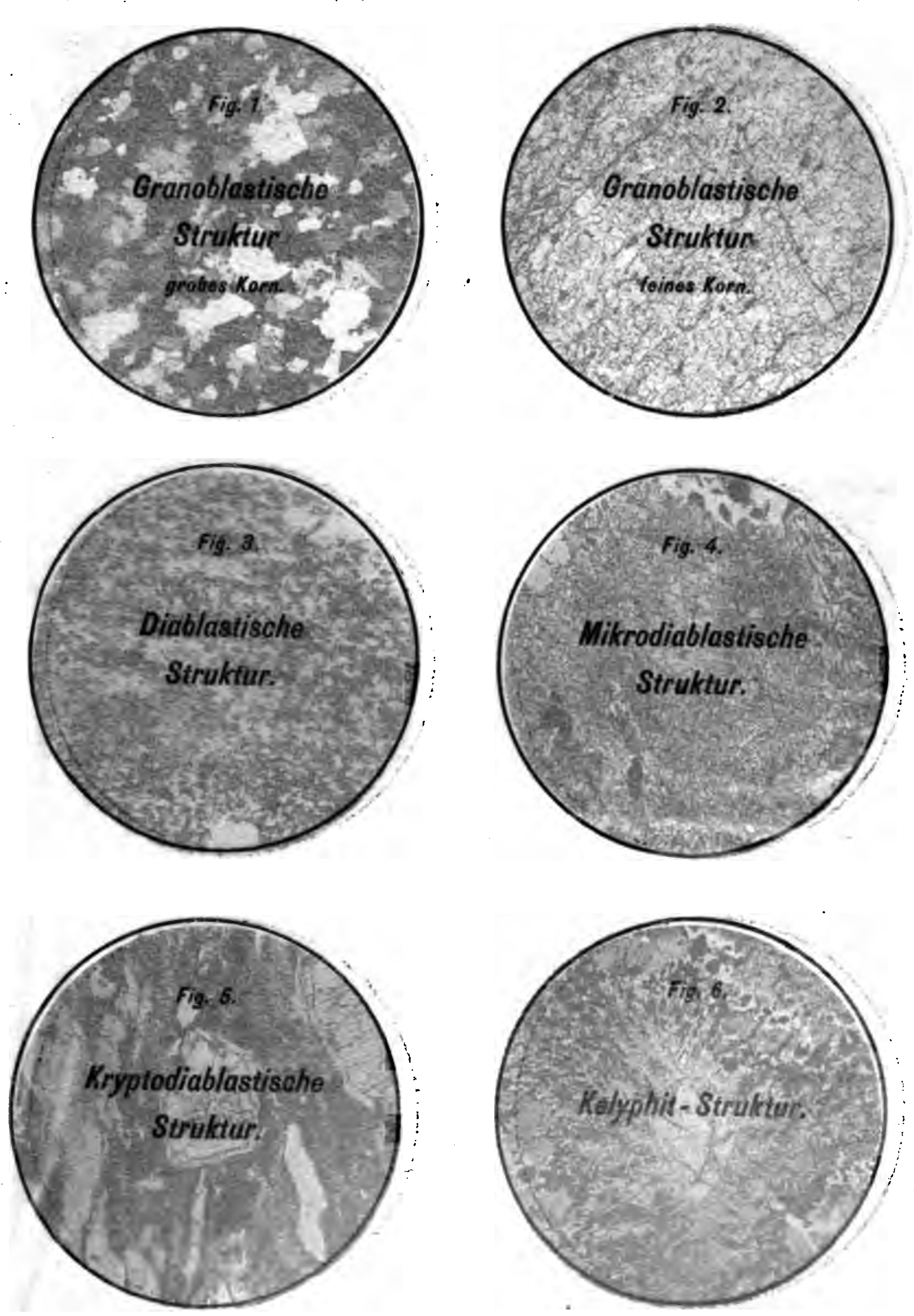
— Über homogene Deformation von Quarz und Piëzokristallisation. Min. Zentralbl. 1904.

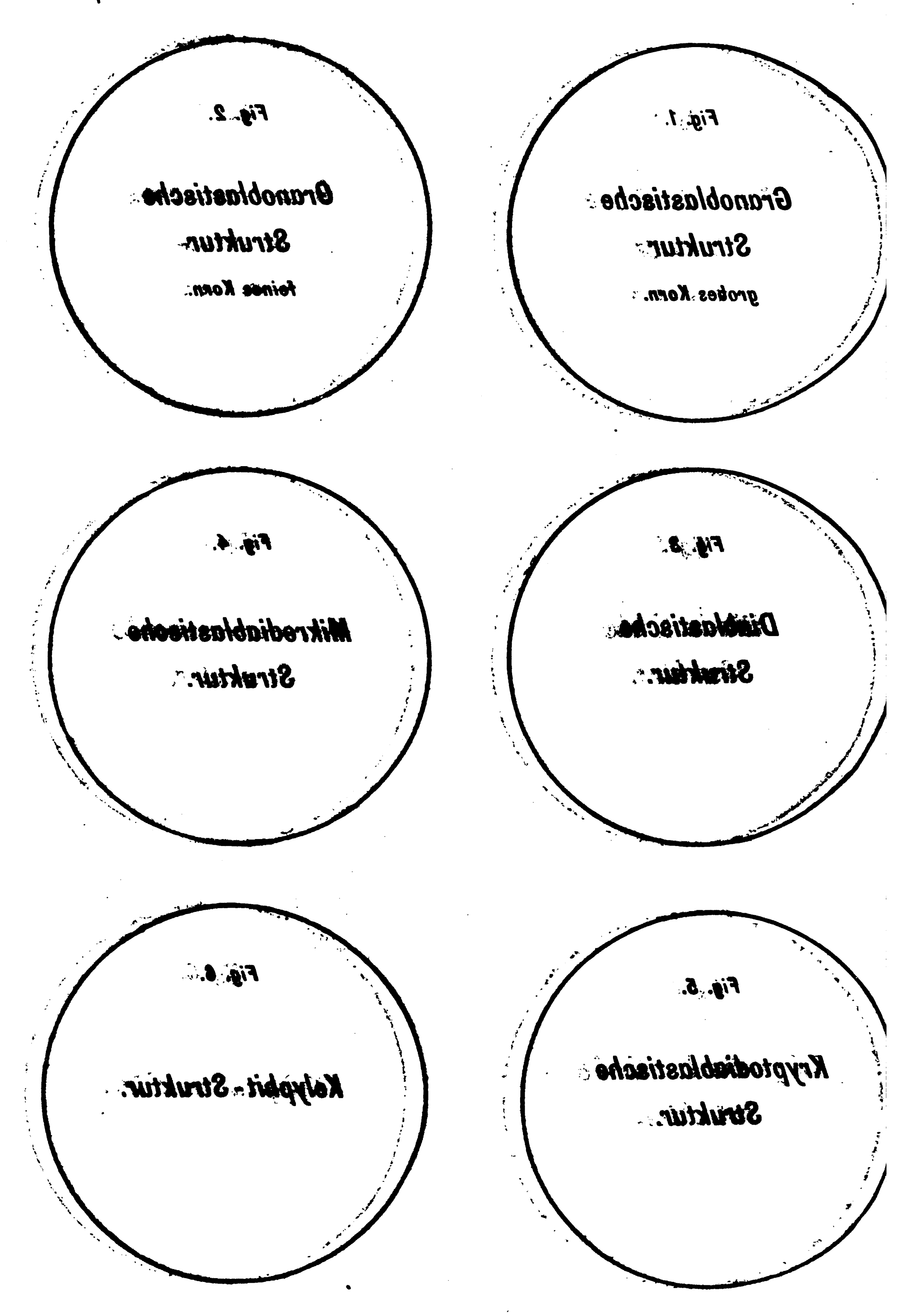
Rinne, F., Beitrag zur Kenntnis der Umformung von Kalkspatkristallen und von Marmor unter allseitigem Druck. N. J. 1903 I. 160.

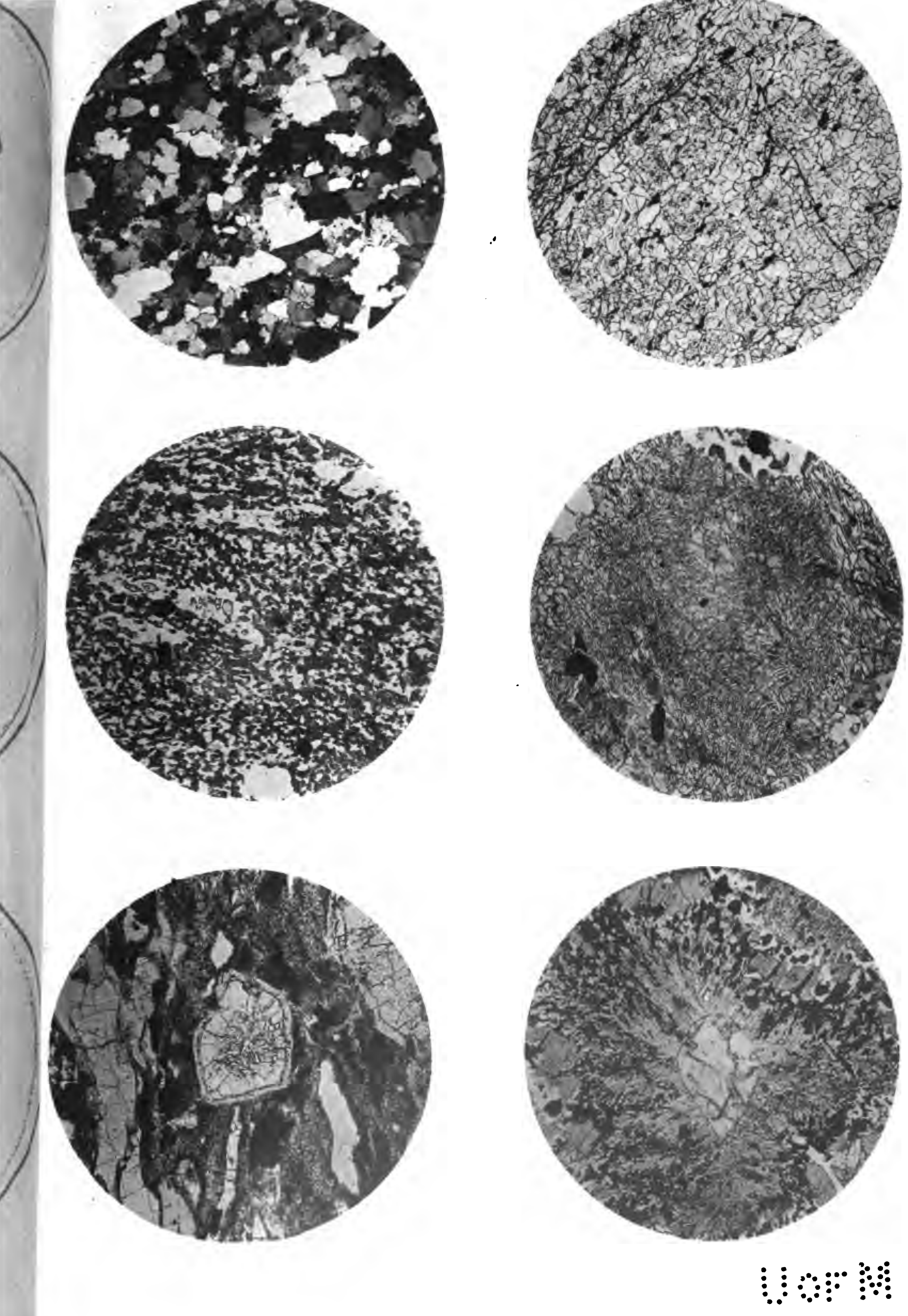
Link, G., Beitrag zur Lehre von der Differèniation der Magmen. Zentralbl. f. Min. 1903.

Schweig, M., Untersuchungen über die Differentiation der Magmen. N. J. B. B. XVII.

Petrasch, K., Beiträge zur experimentellen Petrographie. N. J B. B. XVII.
Arrhenius, S., Zur Physik des Vulkanismus. Geologiska Foreningens, Förhandlingar Stockholm 1900. Bd. 22.
Termier, P., Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Paris 1903.
— Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basique de la région du Pelvoux. Bull. Soc. géol. de France 3. série 26. 1898.
Credner, H., Elemente der Geologie. Leipzig 1902.
Tschermak, G., Lehrbuch der Mineralogie. Wien 1897.
Nernst, W., Theoretische Chemie. Stuttgart 1900.
Van t.' Hoff, J. H., Vorlesungen über theoret. und physikal. Chemie. Braunschweig 1898.
Walker, J., Einführung in die physikalische Chemie. Übers. von H. v. Steinwehr. Braunschweig 1904.
Ostwald, W., Grundzüge der allgemeinen Chemie. Leipzig 1899.


Fig. 1
Granoblastische Struktur
grobes Korn.
Fig. 2.
Granoblastische Struktur
feines Korn.
Fig. 3.
Diablastische Struktur.
Fig. 4.
Mikrodiablastische Struktur.
Fig. 5.
Kryptodiablastische Struktur.
Fig. 6.
Kelyphit-Struktur.


Tafel I.
Fig. 1.
Granoblastische
Struktur
grobes Korn.
Fig. 2.
Granoblastische
Struktur
feines Korn.
Fig. 3.
Diablastische
Struktur.
Fig. 4.
Mikrodiablastische
Struktur.
Fig. 5.
Kryptodiablastische
Struktur.
Fig. 6.
Kelyphit-Struktur.



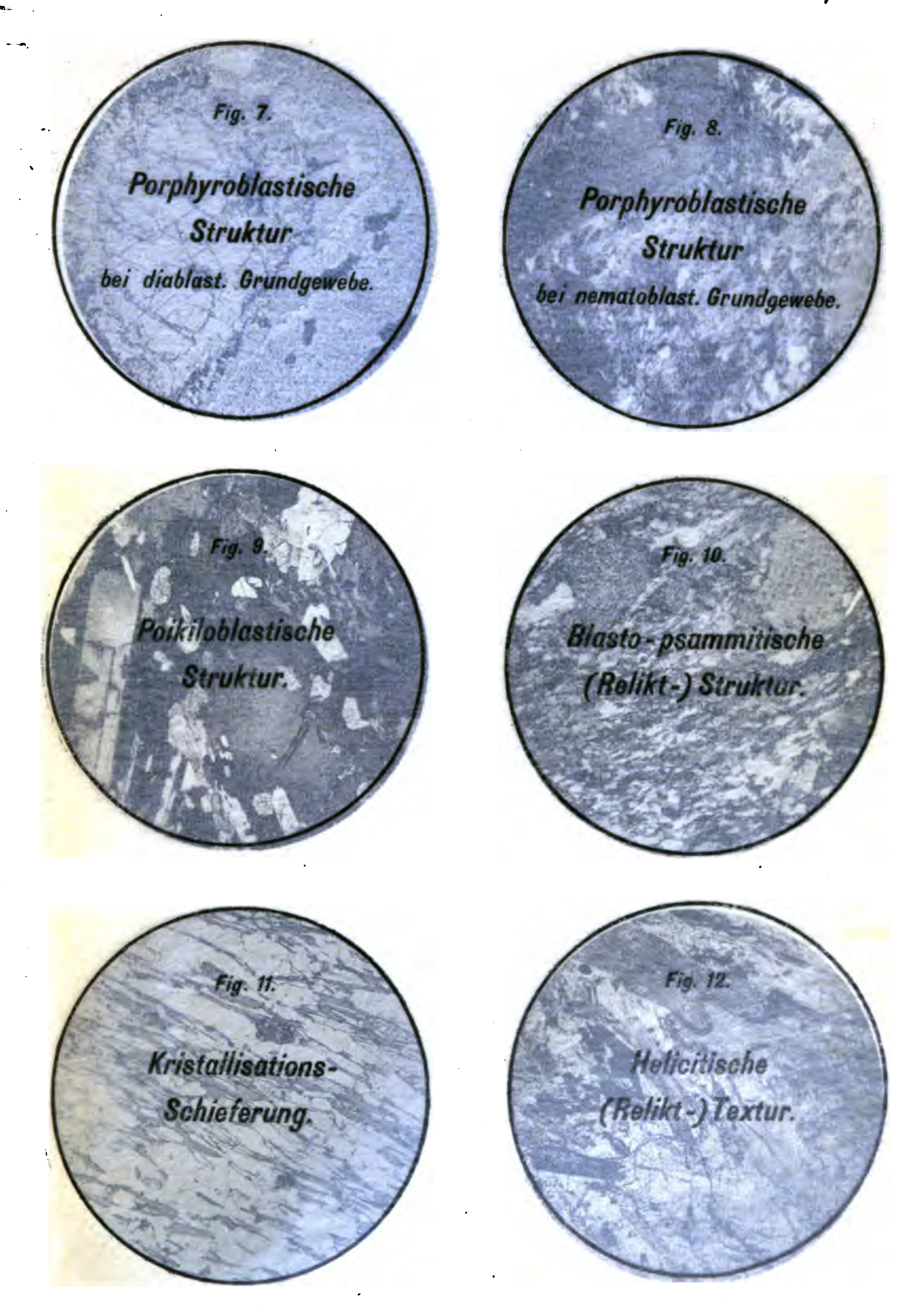

Fig. 7.
Porphyroblastische Struktur bei diablast. Grundgewebe.
Fig. 8.
Porphyroblastische Struktur bei nematoblast. Grundgewebe.
Fig. 9.
Poikiloblastische Struktur.
Fig. 10.
Blasto-psammitische (Relikt-) Struktur.
Fig. 11.
Kristallisations-Schieferung.
Fig. 12.
Helicitische (Relikt-) Textur.

Fig. 7.

Porphyroblastische Struktur bei diablast. Grundgewebe.

Fig. 8.

Porphyroblastische Struktur bei nematoblast. Grundgewebe.

Fig. 9.

Poikiloblastische Struktur.

Fig. 10.

Blasto-psammitische (Relikt-) Struktur.

Fig. 11.

Kristallisations-Schieferung.

Fig. 12.

Helicitische (Relikt-)Textur.

